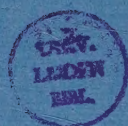


**GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN BASISCHEN MAGMATITEN
IM WESTTEIL DER NÖRDLICHEN GRAUWACKENZONE**

GERDA SCHRÖCKER

Disbui. München

1987





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554824_0011

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

AN BASISCHEN MAGMATITEN

IM WESTTEIL DER NÖRDLICHEN GRAUWACKENZONE

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Fakultät für Geowissenschaften

der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Gerda Schröcker

München 5.5.1987

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach

2. Berichterstatter: Prof. Dr. L. Masch

Tag der mündlichen Prüfung: 10.11.1987

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurden basische Magmatite aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (Bereich Kitzbühel-Zell am See) geologisch-petrographisch sowie geochemisch untersucht.

Neben der eingehenden petrographischen Bearbeitung der Gesteine, insbesondere der primären Phänokristalle und ihrer Umwandlungsprodukte, stand die Untersuchung der Metamorphose und Genese im Vordergrund.

Die vermutlich devonischen basaltischen Laven (Pillow- und Schichtlaven), Pyroxenite und Gabbros aus dem Bereich der Glemmtal-Einheit (südlicher Bereich der Kitzbüheler Grauwackenzone) wurden mehrfach metamorphosiert und hydrothermal alteriert. Sie weisen einen hohen Grad an Mineralumwandlungen und -neubildungen auf. Die primären Klinopyroxen- und Oxyhornblende-Phänokristalle zeigen ein reiches Spektrum von geringer, randlicher Umwandlung bis zu einem fast vollständigen pseudomorphen Ersatz durch Sekundärminerale. Entmischungen von Klinopyroxen zu Orthopyroxen konnten nicht beobachtet werden. Es handelt sich um relativ wenig differenzierte Ca-Mg-reiche Diopside (+ Endiopside), Augite und Salite mit zum Teil deutlichen Zonierungen. Die porphyrischen Plagioklase sind durchweg vollständig albitisiert.

Die magmatische Grundmasse wurde bis auf wenige Ilmenitreste und albitisierte Plagioklas-Mikrolithe durch metamorphe Mineralneubildungen ersetzt. Die wichtigsten Umwandlungsphasen sind Amphibol (Aktinolith, aktinolithische Hornblende, Mg-Hornblende) und Chlorit (Pyknochlor, Rhipidolith, Diabanit), daneben Albit, Karbonatminerale (Calcit), Epidot/Klinozoisit, Quarz, Sericit, Titanit und Leukoxen. Die hohen Chlorit- und Aktinolithanteile sind dabei zum Teil auf die Devitrifizierung vulkanischen Glases zurückzuführen.

Für die basischen Magmatite (Laven, Pyroxenite, Gabbros) läßt sich eine mehrphasige metamorphe Überprägung nachweisen. Auf eine präalpidische Autometamorphose mit Temperaturen oberhalb 500°C folgen nach einer tektonischen Durchbewegung (im Verlauf der alpidischen Orogenese) mindestens zwei Phasen einer alpidischen Regionalmetamorphose. Aufgrund des paläozoischen Alters der Gesteine ist anzunehmen, daß auch eine variszische Regionalmetamorphose stattgefunden hat. Sie läßt sich jedoch nicht von der alpidischen unterscheiden.

Die Temperaturen betrugen während der alpidischen Metamorphose zwischen 350°C und 500°C . Die Drücke lagen um $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ ($=5 \text{ kb}$, bzw. $3 \times 10^8 - 8 \times 10^8 \text{ Pa}$ ($=3-8 \text{ kb}$)) (vgl. hierzu auch COLINS et al. (1980)). Dies entspricht dem unteren bis mittleren Bereich der 'low-grade-stage', der sogenannten Grünschieferfazies. Der Hauptteil der Mineralneubildungen ist früh-alpidischen, der geringere Anteil spätalpidischen metamorphen Ereignissen zuzuordnen.

Die geochemischen Untersuchungen der metamorph überprägten Laven beruhen im wesentlichen auf der Analyse der Klinopyroxene mit der Elektronenstrahlmikrosonde. (Die chemische Zusammensetzung der primär magmatischen Pyroxene wurde, im Gegensatz zum Gesamtgestein, durch Alteration und Metamorphose nicht wesentlich verändert.) Der Chemiesmus der Laven ist vorwiegend tholeiitisch, untergeordnet alkalisch. Die geotektonische Förderposition der Pillow- und Schichtlaven und der assoziierten Intrusiva ist innerhalb nicht-orogener Bereiche, und zwar in Dehnungszonen, anzusetzen. Die Effusion der basischen Magmatite des Westteiles der Nördlichen Grauwackenzone erfolgte innerhalb eines Marginal Basins. Dabei kann aufgrund der Gehalte an Blasen und des Alterationsgrades zwischen tiefen ozeanischen Bereichen (ozeanische Rücken), flachen ozeanischen Bereichen und Förderpositionen innerhalb der Bildung ozeanischer Inseln (Seamounts) unterschieden werden. Die Existenz eines ehemaligen Inselbogens läßt sich nicht belegen.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einführung und Zielsetzung	1
2. Geologischer Überblick	4
3. Probennahme und Untersuchungsmethodik	12
3.1 Kriterien zur Auswahl der Proben	12
3.2 Probennahme	14
3.2.1 Regionale Verteilung	15
3.2.2 Gliederung aufgrund der petrographischen Beschaffenheit	19
3.3 Untersuchungsmethoden	21
3.3.1 Mikroskopische Untersuchungen	21
3.3.2 Röntgendiffraktometrische Untersuchungen	21
3.3.3 Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde	23
3.3.4 Untersuchungen mit der Röntgenfluoreszenzanalyse	24
4. Mikroskopische und röntgendiffraktometrische Untersuchungen	25
4.1 Zusammenstellung der röntgendiffraktometrischen Ergebnisse	25
4.2 Mikroskopische Untersuchungen	27
4.2.1 Allgemeines - Abkürzungen	27
4.2.2 Vulkanite (Basalte)	28
4.2.2.1 Gleichkörnige, homogene Schichtlaven	28
4.2.2.2 Porphyrische Schichtlaven	33
4.2.2.3 Pillow-Laven	38
4.2.3 Gangförmige Intrusiva	45
4.2.3.1 Gabbros	45
4.2.3.2 Pyroxenite	53
5. Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde	60
- Mineralbestimmung -	
5.1 Einführung	60
5.2 Vulkanite (Basalte)	61
5.3 Über die Zonierung Ti-führender Klinopyroxene	69
5.4 Gabbros	75

	Seite
5.5	Pyroxenite 80
5.6	Zusammenfassung der Ergebnisse 83
6.	Metamorphose 88
6.1	Mineralassoziationen - Primär magmatische Minerale und ihre metamorph bedingten Umwandlungen 88
6.1.1	Einführung 88
6.1.2	Primär magmatische Minerale 90
6.1.3	Metamorphe Phasen 92
6.2	Faziesbedingungen 98
6.2.1	Paragenesen und Faziesbeziehungen 98
6.2.2	Temperatur 101
6.2.3	Druck 103
6.2.4	Fazit 106
7.	Geochemie der Laven 109
7.1	Einführung in die Klassifikation basaltischer Magmen 109
7.2	Über die chemische Analyse alterierter basischer Magmatite 117
7.3	Klinopyroxene als Magmenindikatoren 123
7.3.1	Einführung 123
7.3.2	Vergleich mit Literaturdaten 126
7.3.3	Auswertung und Ergebnisse 129
7.3.3.1	Chemismus der Laven 129
7.3.3.2	Geotektonische Einordnung 136
7.3.4	Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse 138
7.4	Gesamtgesteinsanalysen 142
7.4.1	Einführung 142
7.4.2	Auswertung und Ergebnisse 144
7.4.2.1	Chemismus der Laven 144
7.4.2.2	Geotektonische Einordnung 146
7.4.3	Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse 151
7.5	Pyroxenchemie und Gesamtgesteinschemie - Vergleich und Diskussion 152

	Seite
8. Diskussion und genetische Folgerungen	154
8.1 Petrographie und Mineralchemie	154
8.2 Metamorphose	157
8.3 Magmengenese	161
8.3.1 Anmerkung zur Korrelation von Gesamtgesteinschemie und Magmenchemie im Falle alterierter basischer Magmatite	161
8.3.2 Pyroxenchemie	162
8.4 Zusammenfassung der petrographischen und geochemischen Ergebnisse	163
8.5 Geodynamik	168
 Literaturverzeichnis	 172
 Koordinaten der Probenfundpunkte	 182
 Analysentabellen	 182

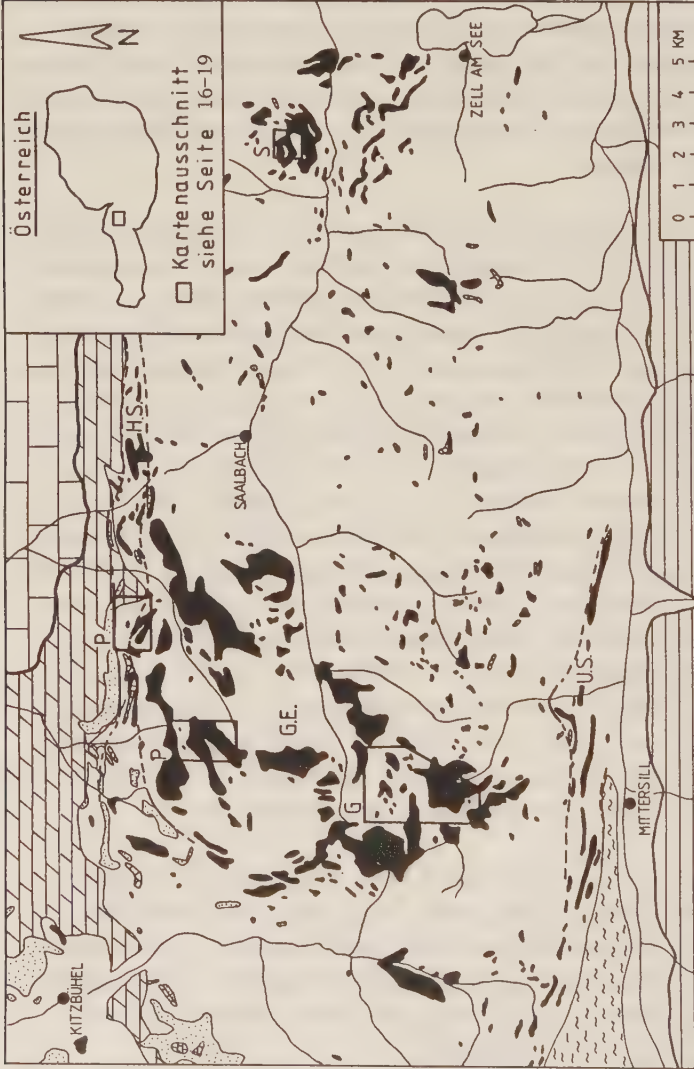
1. EINFÜHRUNG UND ZIELSETZUNG

Basische Magmatite sind in der Nördlichen Grauwackenzone weitverbreitet. Im westlichen Bereich (Kitzbüchel-Zell am See) beträgt ihr Flächenanteil ca. 10%. Sie sind metamorph überprägt und werden in der älteren Literatur als Grüngesteine oder Diabase bezeichnet. Mit die ersten Dünnschliffbeschreibungen stammen von HRADIL (1924) und SPITZ (1909). Auf der geologischen Karte von OHNESORGE et al. (1935) sind die Vorkommen basischer Magmatite bereits im wesentlichen dargestellt (siehe Abb. 1). Umfangreichere petrographische Untersuchungen wurden jedoch erst in den letzten beiden Jahrzehnten im Rahmen stratigraphisch-tektonischer, mineralfaziell-geochemischer und lagerstättenkundlicher Arbeiten über die Nördliche Grauwackenzone durchgeführt.

Von grundlegender Bedeutung für die stratigraphische und großtektonische Gliederung der Nördlichen Grauwackenzone sind die klassischen Beiträge von EMMANUILIDIS & MOSTLER (1970), MAVRIDIS & MOSTLER (1970) und MOSTLER (1968, 1970, 1974), denen in jüngster Zeit HEINISCH (1986) gegenübergestellt werden kann. Stellvertretend für die Vielzahl lagerstätten- bzw. rohstoffkundlicher Veröffentlichungen sei hier nur auf die metallogenetischen Untersuchungen von AICHHORN & MOSTLER (1978) und MOSTLER (1982, 1983) hingewiesen. Mit der metamorphen Entwicklung der Nördlichen Grauwackenzone befaßten sich BECHTHOLD et al. (1981), COLINS et al. (1980), HOSCHEK et al. (1980) und SCHRAMM (1980, 1981), wobei hauptsächlich Metasedimente, weniger die basischen Magmatite untersucht wurden. Die wenigen geochemischen Arbeiten zur Klärung von Magmengenese und geotektonischer Förderposition beruhen fast ausschließlich auf Gesamtgesteinsanalysen (AICHHORN, 1978; COLINS et al., 1980; SAMEH, 1972). Die für alterierte Magmatite sinnvollere Korrelation von Magmengenese und Klinopyroxenchemie wurde lediglich von COLINS et al. (1980) in ersten Ansätzen diskutiert. Die Untersuchung beruht lediglich auf der Interpretation nach LE BAS (1962). Die zahlreichen neueren Arbeiten blieben unberücksichtigt.

Eine eingehende petrographische Bearbeitung basischer Magmatite aus der Nördlichen Grauwackenzone wurde bisher nicht vorgelegt. Die Ursache hierfür dürfte wohl hauptsächlich in dem meist schlechten Erhaltungszustand dieser alterierten und metamorphosierten Gesteine und den daraus resultierenden Schwierigkeiten bei der Mineralbestimmung liegen. Dies





- Nordalpine Trias
- Karbonate der NGZ
- Tauernfenster
- Metabasite
- Porphyroide
- Quarz-Phyllite
- Hochhörndler Schuppenzone
- Glemmtal-Einheit
- Uttendorfer Schuppenzone
- Grenzverlauf der decken-tektonischen Gliederung n.

Abb. 1: Metabasitvorkommen im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (NGZ). Die untersuchten Gebiete sind umrahmt. Zusammengestellt aus der geologischen Karte Kitzbühel-Zell am See von OHNESORGE et al. (1935).

gilt besonders für die Bestandteile der Grundmasse und Umwandlungszonen der reliktschen Einsprenglinge. Bei der Konzeption der vorliegenden Untersuchung stand es deshalb außer Zweifel, daß eine Verbesserung der bisherigen Situation nur durch die Optimierung der Mineraldiagnostik (durch röntgendiffraktometrische Messungen oder Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde) möglich ist. Damit sind die Voraussetzungen für die Erfassung der verschiedenen Stadien metamorpher Umwandlungen und ihrer Zuordnung zur metamorphen Entwicklung der Ostalpen, wie sie in Kap. 6 durchgeführt werden soll, geschaffen.

Wie bereits weiter oben angedeutet ist die Kenntnis der chemischen Zusammensetzung reliktscher Pyroxene für den Nachweis der Magmenherkunft alterierter basischer Magmatite unerlässlich, solange die Immobilität der in den jeweiligen Gesamtgesteinsdiagrammen verwendeten chemischen Elemente nicht belegt ist. Durch den Vergleich von Klinopyroxen- und Gesamtgesteinsdiagrammen ein und desselben Gesteins lassen sich Aussagen zur Immobilität machen. Soweit Gesamtgesteinsdiagramme demnach aussagekräftig sind, können sie die Klinopyroxendiagramme ergänzen, um zu Fragen der Magmatitgenese und der geotektonischen Förderposition Stellung zu nehmen.

Zusammenfassend kann die Zielsetzung wie folgt beschrieben werden:

1. Bestimmung des Mineralbestandes, der Mineral- und Gesamtgesteinschemie an möglichst unverwittertem Probenmaterial mit den Methoden der Durchlichtmikroskopie, Röntgendiffraktometrie, Elektronenstrahlmikrosonden- und Röntgenfluoreszenzanalyse (Kap. 4, 5 und 7).
2. Untersuchung der metamorphen Entwicklung der basischen Magmatite und ihre Zuordnung zur Metamorphose der Ostalpen (Kap. 6).
3. Klärung der Magmatitgenese und geotektonischen Förderposition sowie die modellhafte Rekonstruktion der damit verbundenen paläogeographischen Verhältnisse (Kap. 7, 8).

Im folgenden Kapitel soll eine Einführung in die geologischen Verhältnisse gegeben werden.

2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Nördliche Grauwackenzone erstreckt sich in West-Ost-Richtung über einen zusammenhängenden Bereich von 330km, die maximale Nord-Süd-Ausdehnung beträgt 25km.

Es handelt sich um paläozoische Gesteine, die variszisch und alpidisch gefaltet und metamorphosiert wurden. Sie werden als Basis der Nördlichen Kalkalpen angesehen. Tektonisch rechnet man sie zusammen mit den Kalkalpen dem Oberostalpin zu (TOLLMANN, 1977).

Im Verlauf der alpidischen Orogenese wurde die oberostalpine Grauwackenzone von ihrem kristallinen Untergrund (dem ostalpinen Altkristallin) abgeschert und in ihrer gesamten Längserstreckung Teilbereichen des Ostalpins (Mittel- und Unterostalpin) sowie dem Penninikum nordvergent überschoben.

Dementsprechend wird die Nördliche Grauwackenzone im Süden von Gesteinen des Penninikums und des Unter- und Mittelostalpins begrenzt. Im Bereich der Kitzbüheler Grauwackenzone ist die Abgrenzung nach Norden, zu den permomesozoischen Gesteinen der Kalkalpen, meist tektonisch stark überprägt. Es herrscht intensive Verschuppung vor. Nur in wenigen anderen Bereichen (Polster bei Eisenerz / Steiermark) ist der primäre Transgressionsverband erhalten (HÖCK et al., 1981).

Der Kontakt zu den sich südlich anschließenden Zentralalpen ist stets tektonisch (TOLLMANN, 1977).

Einzelne, variszisch angelegte Deckeneinheiten stellen den Internbau der Kitzbüheler Grauwackenzone dar.

MOSTLER (1974) gliedert den Raum der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone in vier Faziesdecken (Abb. 2):

- Die **Alpbacher-Einheit (1)** wird durch die
- **Hohe Salve-Einheit (2)** überlagert. Diese wird wiederum überschoben durch die
- **Jochberg-Einheit (3).**
- Die **Langeck-Einheit (4)** tritt nur an wenigen Stellen (östlich von Zell am See und südlich von Bischofshofen) zu Tage.

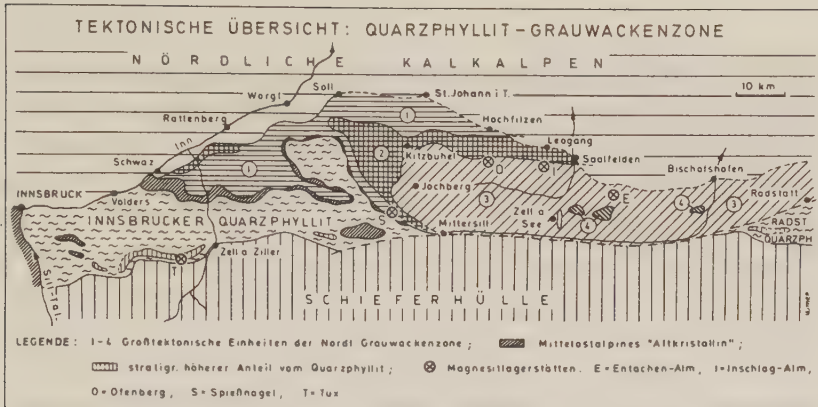


Abb. 2: Großtektonische Skizze der westlichen Grauwackenzone nach MOSTLER (1974). Erläuterungen siehe Text.

HEINISCH (1986) definiert den westlichen Raum der Nördlichen Grauwackenzone (zwischen Paß Thurn und der Zeller Furche), aus welchem die untersuchten, metamorph überprägten Magmatite dieser Arbeit stammen, neu. Er legt zwei tektonische Großeinheiten - Wildseeloder-Einheit und Glemmtal-Einheit - fest, die durch eine Schuppenzone - Hochhörndler Schuppenzone - voneinander getrennt werden (Abb. 3).

Die Wildseeloder-Einheit, im Norden des beschriebenen Bereiches, enthält mächtige Porphyroid-(subaerische Ignimbrite) und Karbonathorizonte (überwiegend Dolomite mit Tonschiefer- und Kieselschieferlagen). Von Norden her greift die postvariszische Transgressionsserie diskordant auf diese über.

Nach Süden hin schließt sich der Wildseeloder-Einheit die Hochhörndler Schuppenzone an. Sie bildet die tektonische Basis der Porphyroide. In ihr sind sämtliche festgestellten Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone in aufgearbeiteter Form enthalten.

Die Glemmtal-Einheit (vgl. Abb. 3) umfaßt den gesamten Südteil der Kitzbüheler Grauwackenzone, im Südwesten durch die Uttendorfer Schuppenzone gegen die Salzachtal-Randstörung und das Tauernfenster abgegrenzt. In der Glemmtal-Einheit enthalten sind:

- Geringmächtige, marine Porphyroide sowie geringmächtige Karbonatgesteine,

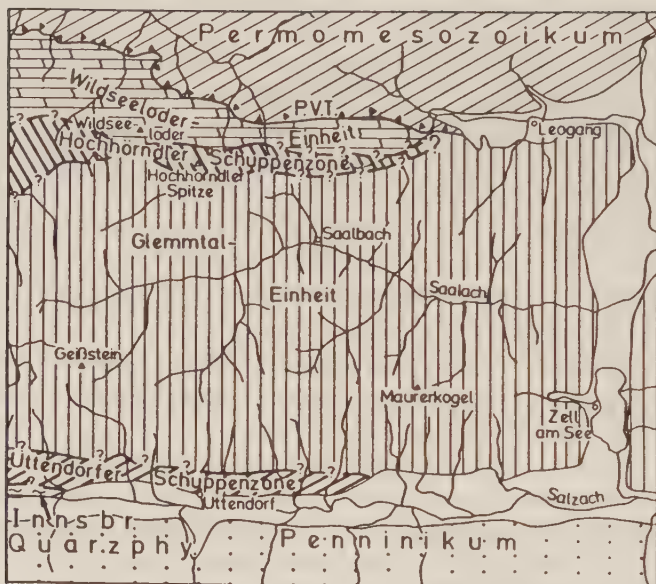


Abb. 3: Deckentektonische Grundgliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone nach HEINISCH (1986). — Grenzverlauf gesichert, —?— Grenzverlauf vermutet.

- Metasiliziklastika (HEINISCH, 1986) von mehreren 1000m Mächtigkeit (Wildschönauer Schiefer, vgl. MOSTLER (1968/70),
- Mächtige Basaltlaven und die sie begleitenden Intrusiva und Pyroklastika.

Definierte Teilräume dieser Beckenfazies sind:

Die **Schattberg-Folge**: Wildschönauer Schiefer in proximaler klastischer Fazies; Megabrekzien.

Die **Löhnersbach-Folge**: Wildschönauer Schiefer in distaler klastischer Fazies.

Die **Klinger-Kar-Folge**: Karbonatgesteinsfolgen einer Tiefschwelle.

Die kurzzeitig auftretenden, mächtigen basaltischen Gesteine (s.o.) greifen dabei teilweise über diese Faziesgrenzen hinweg.

Die in dieser Arbeit mit P1 bis P6, G1 bis G6 sowie S2 bezeichneten Gesteine sind basische Magmatite der Glemmtal-Einheit (vgl. Abb. 1 und Kap. 3).

Neben diesen tektonisch-faziellen neuen Erkenntnissen wurden aufgrund von Conodontenbestimmungen innerhalb der Glemmtal-Einheit der Nördlichen Grauwackenzone (vgl. Abb. 1) biostratigraphische Altersangaben für die Metasiliziklastika (HEINISCH et al., 1986) (Wildschönauer Schiefer) und damit für den wahrscheinlich horizontgebundenen basaltischen Vulkanismus (einschließlich seiner Intrusiva und Pyroklastika) erstellt.

Aus dem sich daraus ergebenden neuen Kenntnisstand entwirft HEINISCH (1986) ein Modell für die stratigraphische Abfolge der Kitzbüheler Grauwackenzone, welches gegenüber der von früheren Bearbeitern aufgestellten Stratigraphie zum Teil erheblich abweicht (vgl. hierzu MOSTLER (1968/70/74); SCHÖNLAUB (1979); TOLLMANN (1977)).

Dieses Modell wird im folgenden in stark verkürzter Form wiedergegeben.

Sedimentationsbeginn: ?Mittleres bis Höheres Ordovizium?

Es ist anzunehmen, daß die flachmarine Sedimentation kurz vor dem Aufdringen der Porphyroide (Oberes Ordovizium bis Wende Ordovizium/Silur) auf einer kontinentalen Kruste einsetzte. Die genaue stratigraphische Untergrenze der Metasedimente ist bis jetzt nicht faßbar.

Es kommt zu einer Ausbildung eines epikontinentalen Randmeeres.

?Oberes Ordovizium - Wende Ordovizium/Silur?

Begünstigt durch die Dehnungstektonik dringen kurzzeitig große Mengen granodioritischer Schmelzen bis nahe an die Oberfläche. Es kommt zur Förderung mächtiger subaerischer Ignimbrite (in der Kitzbüheler Grauwackenzone Mächtigkeiten bis zu 600m, im Osten der Grauwackenzone bis zu 1400m: Blasseneck-Porphyroide). Es tritt erstmals eine Zweigliederung des Faziesraumes auf: Neben mächtigen Ignimbritdecken in Hochzonen (Wildseeloder-Einheit) treten lateral marine Beckenbereiche (Glemmtal-Einheit) mit vorwiegend epiklastisch umgelagerten Porphyroid-Äquivalenten auf. Die enge Nachbarschaft der Einheiten wird im weiteren Zuge offensichtlich durch das Auseinanderrücken der Faziesräume beendet.

Wildseeloder-Einheit

Es ist anzunehmen, daß es im weiteren Verlauf zum Einsturz der Großcalderen (Wende Caradoc/Ashgill) und zur Abtragung der Ignimbritdecken kommt. Im Bereich der Wildseeloder-Einheit bildet sich eine Schichtlücke aus.

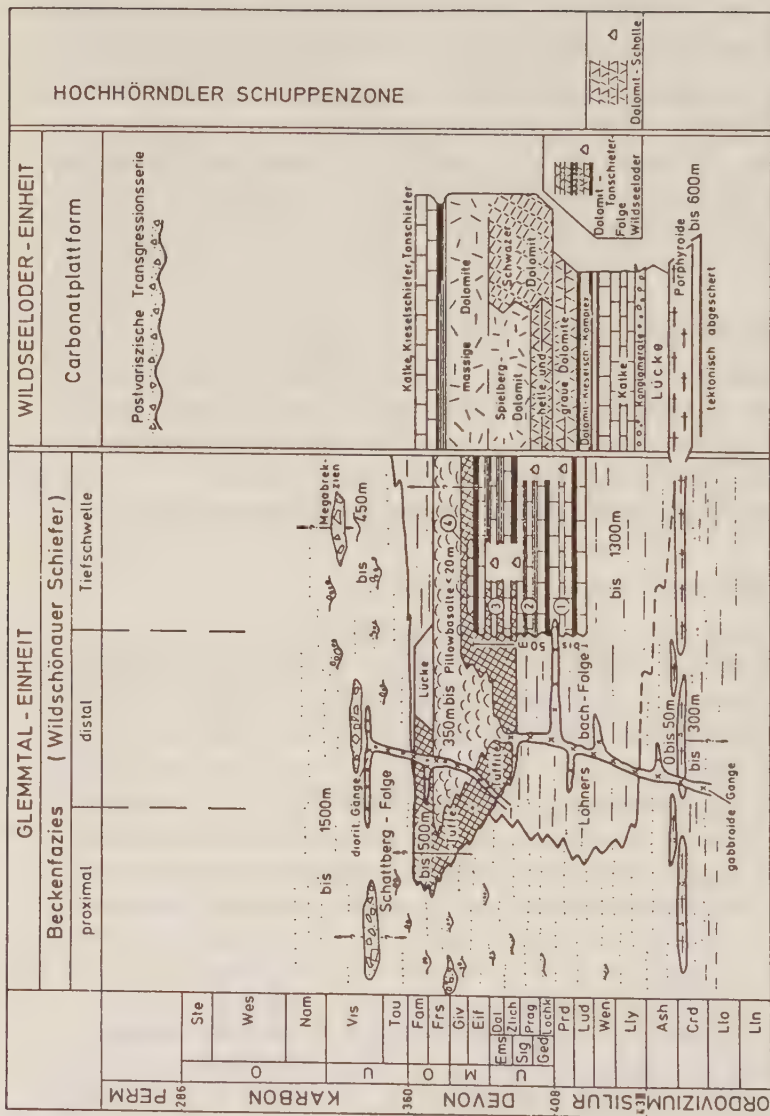


Abb. 4: Neue stratigraphisch-fazielle Gliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone nach HEINISCH (1986).
Lithologische Gliederung der Tiefschwellen (Klinger-Kar-Folge): (1) Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge, (2) Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge, (3) Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge, (4) Meta-Alkalitrachyt im Hangenden der Tiefschwellen.

Glemmtal-Einheit

Im Beckenbereich der Glemmtal-Einheit beginnt verstärkt die Sedimentation klastischer Gesteine, kurzzeitig kommt gröberes Schuttmaterial hinzu.

Es wird Abtragungsschutt der Porphyroidplattform nachgewiesen.

Langsam bildet sich ein Randmeer aus. Die Bildung zweier getrennter Faziesräume ist abgeschlossen.

Im Verlauf des tieferen (?) Silurs kommen auch die hohen Partien der Wildseeloder-Einheit unter Meeresüberdeckung.

Silur und Tieferes Unterdevon

Wildseeloder-Einheit

Im unteren Silur setzt im Faziesraum der Wildseeloder-Einheit eine vielgestaltige Karbonatsedimentation ein, in deren weiterem Verlauf es zu einer Entwicklung von dunklen Dolomiten mit zwischengeschalteten Schwarzschieferlagen kommt. Diese lassen sich lokal bis in das obere Silur (Pridoli) nachweisen.

Glemmtal-Einheit

Der paläogeographische Abstand von Wildseeloder-Einheit zur Glemmtal-Einheit wird durch die grundlegend andere fazielle Entwicklung der Glemmtal-Einheit deutlich. Hier bilden sich drei Faziesräume aus:

Über den Porphyroid-Äquivalenten (als bisher einzige mögliche Abgrenzung gegen ältere Einheiten) werden mächtige klastische Sedimente abgelagert, Turbidite bringen terrigenen Schutt. Es entwickeln sich Tiefsee-Rinnenfächer-Systeme. Man kann zwischen einer proximalen Turbidit-Fazies (Schattberg-Folge) und einer distalen Turbidit-Fazies (Löhnernbach-Folge) unterscheiden, die sich beide relativ kleinräumig verzahnen. Im höheren Silur entwickelt sich eine dritte Fazieszone, die Klinger-Kar-Folge, mit Ablagerungen einer Tiefschwellen-Fazies (Cephalopodenkalke, Radiolarite (Lydite), Schwarzschiefer, Mergel-Tonsteinsfolgen).

Aufgrund der ungestörten, ruhigen Sedimentation des Materiales und anderer Indizien ist es wahrscheinlich, daß diese Fazieszone paläogeographisch getrennt von der Karbonatplattform der Wildseeloder-Einheit betrachtet werden kann. Die Faziesaufgliederung der Glemmtal-Einheit dauert über die Silur/Devon-Grenze an.

Wildseeloder-Einheit

Innerhalb der Wildseeloder-Einheit entwickeln sich im Devon mächtige

gebankte Dolomitfolgen, welche in massige Dolomite (Spielbergdolomit) übergehen.

Mit dem Stadium eines weiten Meeresbeckens im oberen Silur und unteren Devon war der Zeitraum der größten faziellen Vielfalt erreicht.

Höheres Unterdevon, Mitteldevon (?)

Innerhalb der **Glemmtal-Einheit** setzt vermutlich im höheren Unterdevon mächtiger basaltischer Vulkanismus ein (innerhalb der Klinger-Kar-Folge von HEINISCH (1986) biostratigraphisch datiert). Die Pillow-Basalt-Ströme und die assoziierten Pyroklastika erreichen Mächtigkeiten von 350m, die Tuffite von 500m.

Die basaltische Vulkanprovinz greift über die Tiefschwelle bis in die proximale Turbidit-Fazies über.

Bei dem Ablagerungsraum dürfte es sich um ein mäßig tiefes Meeresbecken (nicht Schelfbereich) mit wahrscheinlich einzelnen, temporären vulkanischen Hochzonen (z.T. Seamount, vulkanische Inseln) in der Nähe eines Kontinentalgebietes handeln. Mit dem Auftreten des basischen Vulkanismus ist der Zeitpunkt maximaler Dehnung erreicht.

Die stratigraphische Obergrenze des vermutlich relativ kurzzeitigen Ereignisses bleibt offen.

Durch sekundäre Umlagerung des vulkanischen Materiales entstehen epiklastische Vulkaniklastite und feinklastische Tuffite. Diese bieten einen guten lithologischen Leithorizont, der in erster Näherung als Zeitmarke für das höhere Unterdevon bis Mitteldevon zu verwenden ist.

?Oberdevon - Karbon?

Wildseeloder-Einheit

Die Faziesentwicklung der Wildseeloder-Einheit, in der kein Einfluß des basischen Vulkanismus zu verzeichnen ist, endet im Oberdevon mit geringmächtigen Kalken, Tonschiefern und Kieseelschiefern.

Glemmtal-Einheit

Hier findet die Phase des basaltischen Vulkanismus ein rasches Ende, es setzt ein wesentlicher Umbruch im Sedimentationsgeschehen ein. Es scheint, daß die proximale Turbiditfazies schnell über das gesamte Meeresbecken greift. Es treten Mikrokonglomeratlagen, Brekzien und mächtige Einschaltungen synsedimentärer Olisthostrome auf.

Eine tektonische Destabilisierung des gesamten Raumes wird durch das Auftreten von basaltischen Rutschmassen, Ablagerungen der Tiefschwellenfazies der Klinger-Kar-Folge, klastischen Sedimenten und den Wildschönauer Schiefern im Zusammenhang mit exotischen Geröllen wahrscheinlich.

Die stratigraphische Obergrenze der Serien ließ sich bis jetzt nicht festlegen.

Intermediärer Chemismus vereinzelt auftretender intrusiver Ganggesteine kann möglicherweise als erstes Anzeichen eines karbonischen Subduktionsereignisses gewertet werden.

" Es ist wahrscheinlich, daß mit dem Umschwung im Sedimentationsgeschehen die Epoche divergierender Plattenränder beendet und Plattenkonvergenz eingeleitet wurde. Erst im höheren Devon und Karbon gibt es also Anzeichen orogener Vorgänge.

Die jüngsten erhaltenen Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone leiten daher zur Epoche der variszischen Gebirgsbildung über. Die Ereignisfolge der Kollision, Faltung und Heraushebung im Zuge der variszischen Gebirgsbildung ist in der Kitzbüheler Grauwackenzone nicht gut erfaßbar." (Zitiert aus HEINISCH (1986).)

3. PROBENNAHME UND UNTERSUCHUNGSMETHODIK

3.1 Kriterien zur Auswahl der Proben

Es versteht sich von selbst, daß die ausgewählten Proben für die petrographische Beschaffenheit und regionale Verteilung der basischen Magmatite in der Nördlichen Grauwackenzone repräsentativ sein sollen. Ebenso sollen sie stratigraphischen bzw. tektonischen Einheiten zugeordnet werden können. Aufgrund der Zielsetzung dieser Untersuchung mußten jedoch noch andere Kriterien vorrangig berücksichtigt werden.

1. Wichtigstes Kriterium war die Existenz reliktsicher Pyroxene. Sie sind die einzigen Mineralphasen, deren chemische Zusammensetzung durch Alteration und Metamorphose nicht verändert wurde. Somit stehen sie in unmittelbarer Beziehung zur chemischen Zusammensetzung des Magmas und bieten daher die günstigsten Voraussetzungen zur Bestimmung desselben.
2. Der Untersuchungsaufwand ist hoch. Abb. 5 zeigt schematisch die Bearbeitung einer Probe. Vor allem die Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde sind so aufwendig, daß es nicht vertretbar erscheint, Probenmaterial einzubeziehen, dessen Erhaltungszustand bereits Zweifel an der Aussagekraft der zu erzielenden Analysenwerte aufkommen läßt. Ein weiteres Kriterium war deshalb die Forderung nach möglichst unverwittertem Material, das zudem - wiederum methodisch bedingt - in ausreichender Menge, d.h. 10-15kg pro Probe. gewinnbar sein mußte. Vorkommen, die diesen Kriterien nicht gerecht werden, kamen deshalb für eine Beprobung ebenfalls nicht in Betracht.

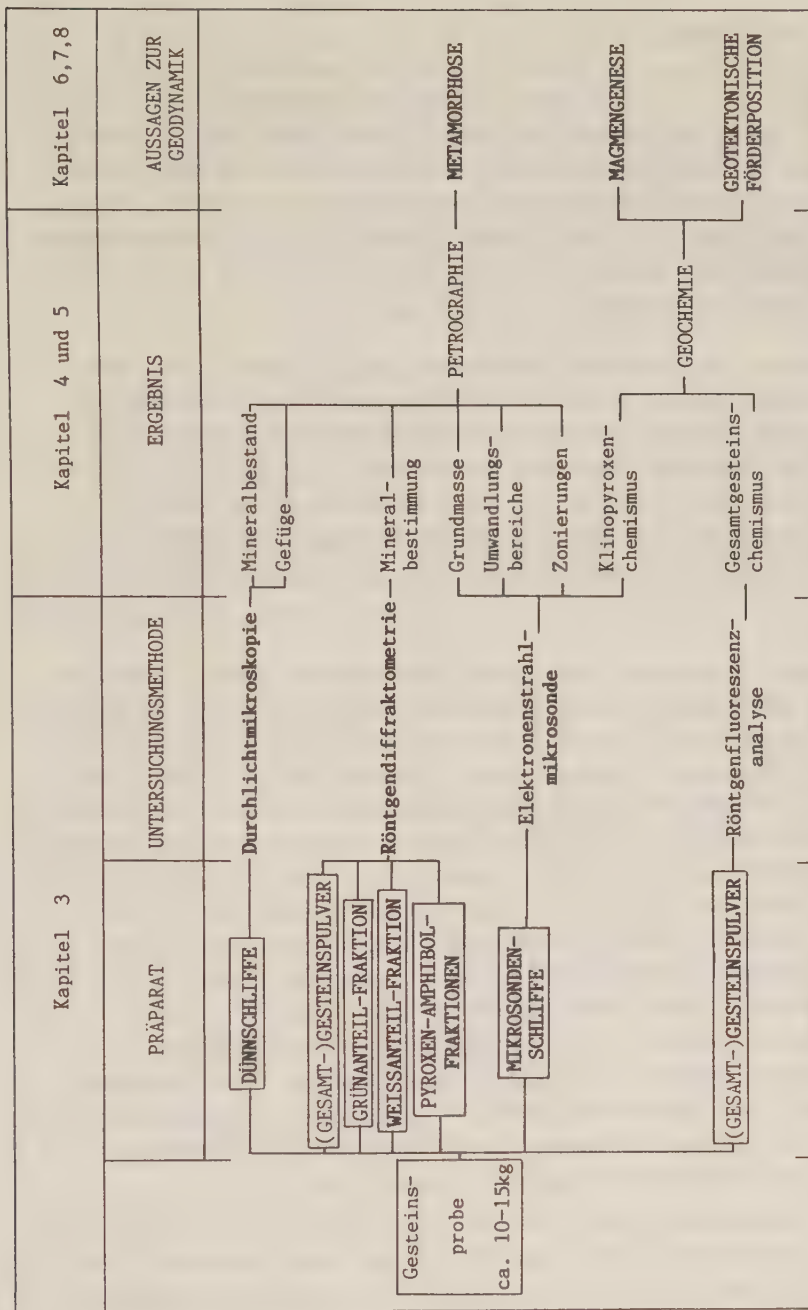


Abb. 5: Schematische Darstellung der durchgeführten Untersuchungen.

3.2 Probennahme

Wie Abb. 1 (S. 2) zeigt, treten die mächtigen basaltischen Laven (Schichtlaven und Pillow-Basalte) sowie die sie begleitenden Intrusiva (gangförmige Pyroxenite und Gabbros und geringe Anteile intermediärer Ganggesteine) im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone nur innerhalb der Glemmtal-Einheit auf. Die kleineren Vorkommen in der nördlich angrenzenden Hochhörndler Schuppenzone gelten als aus der Glemmtal-Einheit verfrachtete Gesteinsanteile.

Im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone gibt es ebenfalls zahlreiche Vorkommen basischer Magmatite. Die Körper sind jedoch vergleichsweise geringmächtig ausgebildet und tektonischen Einheiten kaum zuzuordnen, da eine großräumige Kartierung des östlichen Teiles der Nördlichen Grauwackenzone nicht existiert. Vor allem muß berücksichtigt werden, daß die Gesteine noch stärker alteriert und metamorph überprägt sind als im Westteil. Klinopyroxene sind nicht mehr erhalten (freundliche Mitteilung P. SCHLAEGEL).

Aufgrund der eingangs beschriebenen Kriterien wurde deshalb ausschließlich der Westteil der Nördlichen Grauwackenzone beprobt. Zur Auswahl sei vorweg bemerkt, daß die Verfasserin bereits im Rahmen ihrer Diplomarbeit Metabasite im Raum Kitzbühel-Fieberbrunn kartierte. Es lag somit nahe, einen Teil der Proben aus diesem Gebiet zu nehmen, da die detaillierte Kenntnis des Geländes eine repräsentative Erfassung der Gesteinsvarietäten begünstigte. Darüber hinaus wurden nach Durchsicht von Proben- und Schliffmaterial aus sechs Diplomarbeiten (Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München) sowie aufgrund eigener Kartierungen drei benachbarte Vorkommen östlich und südwestlich des Wildseeloders (Fieberbrunn / südlicher Pletzergraben), im hinteren Saalachtal (Geissteingebiet) sowie im vorderen Saalachtal beprobt. Aufgrund der Geländebegehungen und der mikroskopischen Voruntersuchungen konnten somit Vorkommen ausgewählt werden, die durch ihre geographische Lage und ihre petrographische Beschaffenheit für die basischen Magmatite der westlichen Grauwackenzone repräsentativ sind.

Bei den Vulkaniten (Basalten) wurden ausschließlich massige Laven, jedoch keine Pyroklastika beprobt. Der Grund hierfür liegt einerseits in dem verhältnismäßig schlechten Erhaltungsgrad, da Pyroklastika stärker alte-

riert sind. Ein weiterer Grund ist in der zusätzlichen Erschwernis der Interpretation von Gesamtgesteinsanalysen zu sehen, da Pyroklastika zu-
mindest teilweise umgelagertes Material beinhalten.

Insgesamt wurden sechs Laven (Schichtlaven und Pillow-Basalte), drei Gabbros und vier Pyroxenite beprobt. Diese Probenzahl stellt einen Kompromiß zwischen einer repräsentativen Auswahl und den zur Verfügung stehenden Meßkapazitäten dar. Ihre Vergrößerung hätte zu Abstrichen beim Meßprogramm geführt. Dabei ist es naturgemäß zu Beginn der Untersuchung schwierig, Abstriche an der falschen Stelle zu vermeiden.

3.2.1 Regionale Verteilung

Die Abb. 6-10 zeigen die Herkunft der Proben. Es sind Detailkarten der mit den Symbolen P (Pletzergraben), G (Geisstein) und S (Saalachtal) gekennzeichneten Ausschnitte der Abb. 1.

Legende zu den Abbildungen 6-10:



Basalt



Hangschutt, Blockschutt,
Vegetationsüberdeckung



Porphyroid



Gesteinsgrenze



Pyroxenit



Störung (sicher - vermutet)



Karbonatgestein
(Dolomit)



Profilverlauf



Vulkanosedimentäre
Schieferfolge



Wildschönauer
Schieferfolge



Gabbro

SÜDLICHES PLETZERGRABENGEBIET: WILDSEELÖDER - BISCHOF - SONNSPITZE

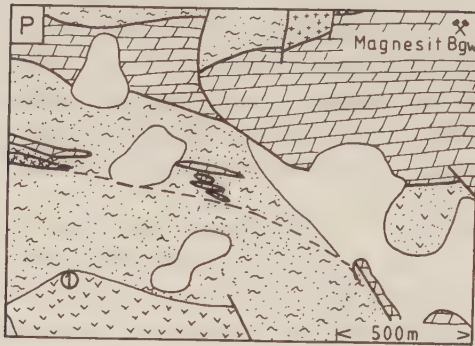


Abb. 6: Herkunft der Schichtlava P1. Ausschnitt aus der geol. Karte von LOSER (1984). Skizze - Legende siehe S. 15. **P1:** Dichte tholeiitische Lava mit porphyrischen Klinopyroxenen im Grenzbereich zu Phylliten.



Abb. 7: Herkunft der Proben P2 bis P6. Ausschnitt aus der geol. Karte von SCHRÖCKER (1981). Skizze - Legende siehe S. 15.

- P2** : Hornblende-Gabbro; eng begrenztes Intrusivgestein (Gang) im diskordanten Kontakt.
- P2/3:** Alkalische Schichtlava; dicht, dunkelgrau, porphyrische Klinopyroxene.
- P3** : Pyroxenit; Gang.
- P4** : Tholeiitische Pillow-Lava.
- P5** : Tholeiitische Schichtlava; massig, porphyrische Klinopyroxene.
- P6** : Pyroxenit; Gang.

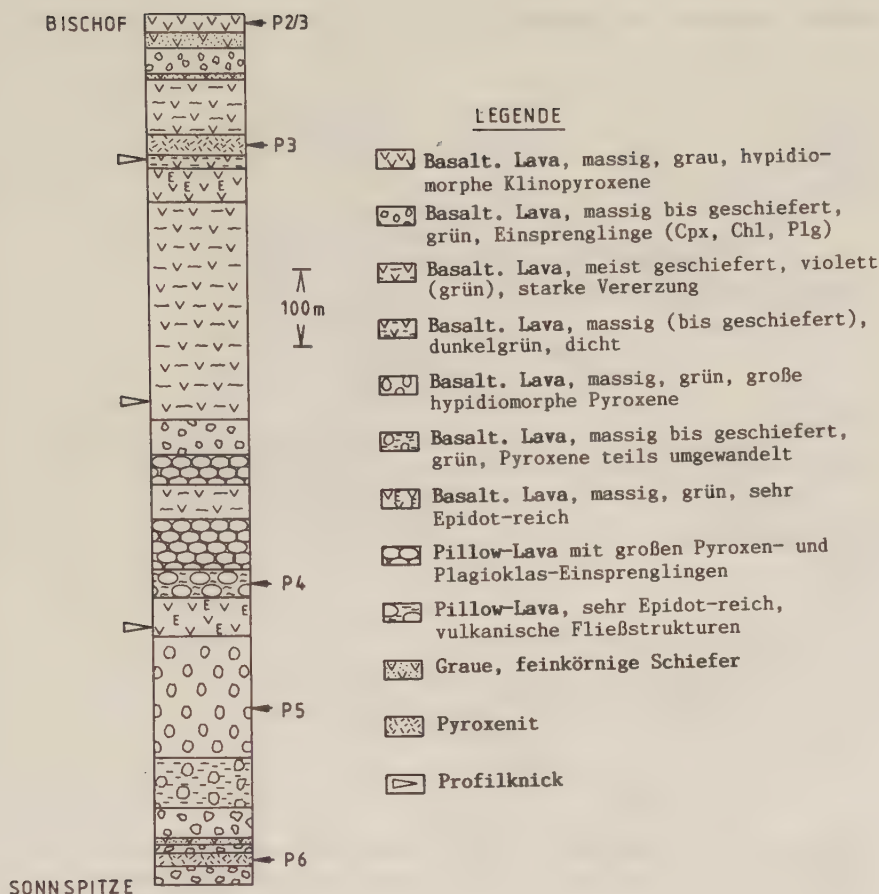


Abb. 8: Säulenprofil vom Bischof bis zur Sonnspitze (vgl. Abb. 7).

Im Rahmen einer Detailkartierung ließ sich ein Säulenprofil der Wechsel-
folge von basaltischen Laven, Pyroxeniten und vulkanosedimentären Schie-
fern entlang des Nord-Süd-verlaufenden Grates Bischof-Sonnspitze erstel-
len (vgl. Abb. 7). Die Pfeile mit den Probennummern P3 bis P6 kennzeich-
nen die genaue stratigraphische Stellung der Proben innerhalb der Profiles.

HINTERES SAALACHTAL: GEISSTEINGEBIET

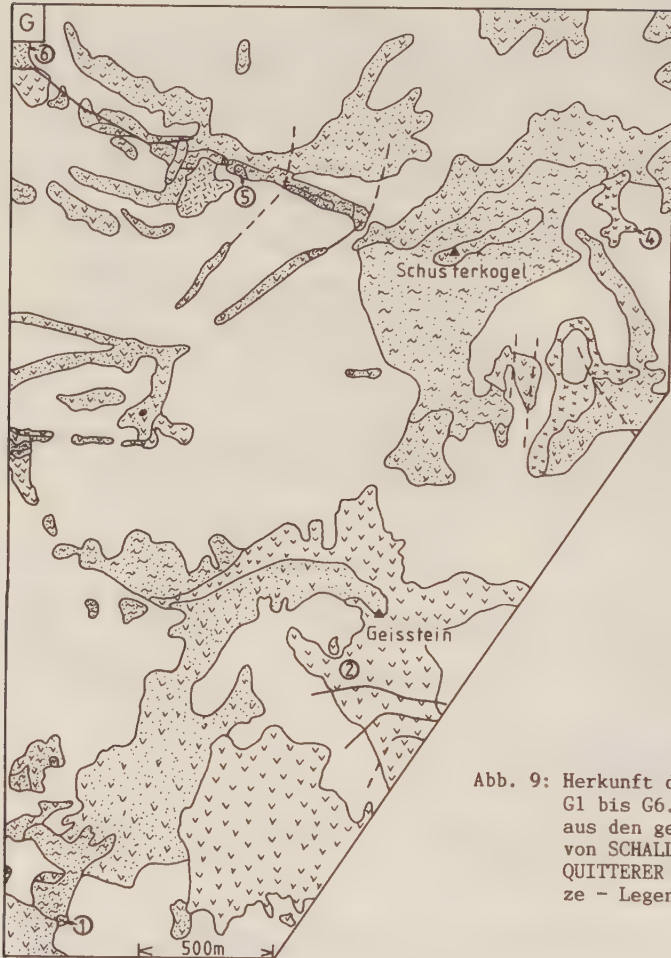


Abb. 9: Herkunft der Proben
G1 bis G6. Ausschnitt
aus den geol. Karten
von SCHALL (1984) und
QUITTERER (1985). Skiz-
ze - Legende s. S. 15.

- G1 : Gabbro; Lagergang oder Gang, im Kontakt zu vulkanosedimentären Wechselfolgen.
- G2 : Tholeiitische Pillow-Lava.
- G4 : Gabbro; Lagergang, im Bereich vulkanosedimentärer Wechselfolgen.
- G5+G6 : Pyroxenite; Gänge, bzw. linsenförmige Einschaltungen im Kontakt zu Phylliten und tonigen Klastika.

VORDERES SAALACHTAL: GEBIET SÜDLICH DES SAUSTEIGENS

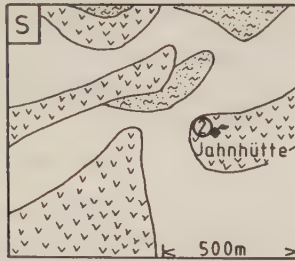


Abb. 10: Herkunft der Probe S2. Ausschnitt aus der geol. Karte von OHNESORGE et al. (1935), ergänzt durch freundl. Mitt. P. SCHLAEGEL. Skizze - Legende siehe S. 15. S2: Tholeiitische Schichtlava; dicht, grau, homogen.

3.2.2 Gliederung aufgrund der petrographischen Beschaffenheit

Die untersuchten Magmatite lassen sich nach petrographischen Gesichtspunkten, wie charakteristischer Mineralbestand der Phänokristalle, Körnigkeit und Gefügemerkmale, in verschiedenen Gruppen gliedern. Bei den Vulkaniten (Basalten) wird zusätzlich dazu zwischen homogenen und porphyrischen Schichtlaven und Pillow-Laven unterschieden.

VULKANITE (BASALTE)

Gleichkörnige, homogene Schichtlaven:

- P1 (Tholeiit): Phänokristalle: Klinopyroxen
Grundmasse : kein Feldspat; Aktinolith-Neusprossungen
- S2 (Tholeiit): Phänokristalle: Klinopyroxen
Grundmasse : Feldspat, Klinopyroxen; sperrig intersertales Gefüge

Porphyrische Schichtlaven:

- P2/3 (Alkalibasalt): Phänokristalle: Klinopyroxen, Plagioklas
Grundmasse : Feldspat; Aktinolith-Neusprossungen
- P5 (Tholeiit) : Phänokristalle: Klinopyroxen
Grundmasse : wenig Feldspat; Aktinolith-Neusprossungen

Pillow-Laven:

- P4 (Tholeiit): Phänokristalle: Klinopyroxen, Plagioklas
Grundmasse : Feldspat; Aktinolith-Neusprossungen;
sperrig intersertales Gefüge
- G2 (Tholeiit): Phänokristalle: Klinopyroxen, Plagioklas
Grundmasse : Feldspat, Klinopyroxen; wenig Aktinolith-Neusprossungen; sperrig intersertales Gefüge

GABBROS

- P2: Hornblende-Gabbro (Kaersutit-führend)
- G1: Gabbro, feinkörnig bis mittelkörnig
- G4: Gabbro, mittelkörnig

PYROXENITE

- P3 und P6: Phänokristalle: Klinopyroxen
- G5 und G6: Phänokristalle: vorwiegend Klinopyroxen, wenig Plagioklas

3.3 Untersuchungsmethoden

Folgende Untersuchungsmethoden kamen zur Anwendung:

3.3.1 Mikroskopische Untersuchungen

3.3.2 Röntgendiffraktometrische Untersuchungen

3.3.3 Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde

3.3.4 Untersuchungen mit der Röntgenfluoreszenzanalyse

3.3.1 Mikroskopische Untersuchungen

In der Regel wurden von jeder Gesteinsprobe zwei bis vier Dünnschliffe angefertigt. Die mikroskopische Untersuchung sowie die Herstellung der Schliffphotos erfolgte an einem Zeiss Photomikroskop. Je nach dem Grad der Homogenität der Gesteine wurden 1000 bis 2000 Punkte an einem Swift-point-counter, Modell F, ausgezählt und der Modalbestand in Volumprozenten angegeben. Da bei einigen Gesteinen die Grundmasse extrem feinkörnig ist, wurden dort teilweise nur Phänokristalle gegen die Grundmasse allgemein ausgezählt. Die Körnigkeit der Minerale wurde nach NIGGLI (1948), der Anorthitgehalt nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) bestimmt. Die in Klammern angegebenen Größenangaben beziehen sich immer auf die längere Achse des jeweiligen Mineralen.

3.3.2 Röntgendiffraktometrische Untersuchungen

Vorarbeiten

Die Gesteinsproben wurden nach der Zerkleinerung im Backenbrecher in einer Scheibemühle gemahlen und dann zu folgenden Fraktionen gesiebt:

- | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| a) $> 0.3\text{mm}$ | d) $0.15\text{mm} - 0.1\text{mm}$ |
| b) $0.3\text{mm} - 0.2\text{mm}$ | e) $0.1\text{mm} - 0.063\text{mm}$ |
| c) $0.2\text{mm} - 0.15\text{mm}$ | f) $< 0.063\text{mm}$ |

Aus den Siebfraktionen wurden im Magnetscheider* die folgenden Minerale bzw. Gesteinsanteile abgetrennt, wobei sich die Fraktionen c), d) und

e) am geeignetsten erwiesen:

- Grünanteil (Chlorit, Amphibol, Erzverwachsungen, Epidot, Klinozoisit, Stilpnomelan, Biotit, Sericit, etc.)
- Weißanteil (Feldspat, Quarz, Karbonatminerale)
- Pyroxen- bzw. Amphibol-Präparate mit wechselnd hohem Anteil anderer, nicht abtrennbarer Minerale.

Das beste Ergebnis ließ sich bei einem Pyroxenpräparat (P5) mit 95%-iger Anreicherung erzielen. In den Fällen, in denen eine ausreichende Konzentration nicht möglich war, erfolgte die Auslese von Hand unter dem Binokular. In Ergänzung zu den Mineral- bzw. Gesteinsanteilen wurden auch Gesamtgesteinsanteile für die diffraktometrische Untersuchung aufbereitet.

Sämtliche Präparate wurden im Achatmörser pulverisiert, mit destilliertem Wasser geschlämmt und als Suspension auf einem Objektträger verteilt. Nach dem Eintrocknen erfolgte die Messung am Röntgendiffraktometer.

Röntgendiffraktometrische Messungen

Die Messungen fanden an einem Phillips PW 1730 X-ray generator statt, der mit einem PM 8203 single-pen recorder gekoppelt ist. Es wurde eine Cu-Röhre mit $K\alpha$ -Strahlung benutzt. Die Spannung betrug 40kV, der Heizstrom 20mA. Bei einem Goniometervortrieb von 1° pro Minute (Papiervorschub 1cm pro Grad) und einer Peak-Intensität (range) von 4×10^2 c/s wurde ein Meßbereich von 3° bis 62° (2θ) abgetastet.

Zur Identifizierung der Minerale dienten: Powder Diffraction File (Alphabetic Index (Inorganic Phases); Search Manual (Inorganic Phases); File Sets 1-25) des International Centre for Diffraction Data.

* Bei dem Magnetscheider handelt es sich um einen Frantz Isodynamic Magnetic Separator, Model L-1. Vor dem Trennen erwies es sich als unbedingt erforderlich, den Schluffanteil in jeder Fraktion durch Schlämmen zu entfernen.

3.3.3 Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde

Mit Ausnahme der Probe G6 (zu schlechter Erhaltungszustand) wurden alle Proben mit einer Elektronenstrahlmikrosonde vom Typ ARL-SEMQ am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck untersucht. Die Analyse der Minerale erfolgte in der Regel unter Standardbedingungen mit einem punktförmigen Elektronenstrahl (Durchmesser $<1\mu\text{m}$) bei einer Beschleunigungsspannung von 15keV und einer Stromstärke von 20-25nA.

Die Berechnung der Gehalte der einzelnen Elemente geschieht mit Hilfe internationaler Mineralstandards (Natürliche Mineralstandards: Na - Jadeit; K - Orthoklas; Fe, Mg, Si, Al - Granat; Ca, Ti - Kaersutit; Mn - Tephroit; Cr - Chromit). Das Analysenprogramm wird durch einen PDP-Computer gesteuert, wobei die Beeinflussung der Meßwerte durch Absorption, Sekundärfluoreszenz und Ordnungszahleffekt nach BENCE & ALBEE (1968) unter Verwendung empirischer Faktoren (ALBEE & RAY, 1970) korrigiert wird. Ein Meßvorgang dauert ca. drei Minuten. Es werden je nach Mineral 10 bis 11 Elemente gemessen:

Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na	+ Ba für Feldspat
	+ Cr, Zn für Amphibol
	+ Cr, Ni für Pyroxen
	+ Cr für Chlorit.

Dabei liegt die generelle Nachweisgrenze (Detection Limit) um 0.05%, die Standardabweichung beträgt zwischen zwei und fünf Prozent bei Gehalten über 0.5 Gew.%. Das Ergebnis wird in Oxidprozenten und Kationenzahlen ausgedruckt. Zur Berechnung der Kationen pro Formeleinheit ist für Feldspat eine Sauerstoffbasis von 8 zugrunde zu legen. Für Amphibol und Pyroxen sind die entsprechenden Werte 23 bzw. 6, für Chlorit 28.

Das in den Analysentabellen angegebene FeO^* stellt den Anteil des Gesamteisens dar, ausgedruckt als FeO .

Neben punktförmigen Einzelmessungen wurden Elektronenstrahlrastermessungen (bei Feldspäten und Chloriten; Bereich ca. $6 \times 6\mu\text{m}$) zur Mineralanalyse durchgeführt. Besonders bei den Pyroxenen erfolgte die Untersuchung in Form von Meßprofilen durch größere Phänokristalle, um Zonierungen, randliche Veränderungen und metamorphe Umwandlungen zu erfassen. Ebenfalls untersucht wurden Ti-führende Pyroxene mit den charakteristischen Uhrglasstrukturen.

Die nähere Bezeichnung der Klinopyroxene erfolgte nach POLDERVAART & HESS (1951) (Quadrilateral), die der Feldspäte nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1967) (Or-Ab-An-Diagramm). Die Namen der Chlorite (nach der Nomenklatur von HEY (1954)) wurden ebenso wie die der Amphibole mit Hilfe spezieller Rechenprogramme der Universität Innsbruck ermittelt. In dem Amphibolprogramm (MOGESSI & TESSADRI, 1982) werden die Nomenklatur der I.M.A. (International Mineralogical Association, LEAKE (1978) compiler) sowie die von STOUT (1972) vorgeschlagene Fe^{3+} -Berechnung verwendet.

3.3.4 Untersuchungen mit der Röntgenfluoreszenzanalyse

Die analysenfein gemahlten Proben wurden bei 110°C getrocknet und bei 975°C geglüht, um somit H_2O^- und den Glühverlust bestimmen zu können. Zur Herstellung von Schmelztabletten wurden 2g der geglühten Substanz mit 4g Lithiumtetraborat vermischt und in einem Induktionsschmelzofen geschmolzen. Das Material wurde anschließend in einer Abgießschale zu einer Schmelztablette gegossen.

Die Messung der Haupt-, Neben- und Spurenelemente erfolgte an einem voll-automatisierten energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalysator der Firma Ortec, Typ TEFA 6111 mit 32k-PDB-11/04-Computer und 2 Drive-DEC-Floppy-Disk-Speichereinheiten mit erprobten automatischen Analysen- und Rechenprogrammen (HAHN-WEINHEIMER et al., 1984; WEBER-DIEFENBACH, 1979). Die durchschnittliche Meßzeit betrug 200s. Internationale Standardproben dienten zur Eichung. Die Messung erfolgte in zwei Schritten:

- Haupt- und Nebenelemente (jeweils als Oxide: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P)
- Spurenelemente (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Pb).

Die durchschnittlichen Konzentrationswerte sowie die Abweichungen von Haupt-, Neben- und Spurenelementen der untersuchten Basalte sind Tab. 10 zu entnehmen.

Die Arbeitsweise und die theoretischen Grundlagen der Röntgenfluoreszenzanalyse sind unter anderem von HAHN-WEINHEIMER (1984) beschrieben worden.

4. MIKROSKOPISCHE UND RÖNTGENDIFFRAKTOMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN

4.1 Zusammenstellung der röntgendiffraktometrischen Ergebnisse

Die Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die röntgendiffraktometrische Auswertung. Die Ergebnisse werden in das Kapitel 4.2 miteinbezogen und dort genauer erläutert.

In der Tabelle 1 sind die Mineralgruppen aufgeführt, die aufgrund der röntgendiffraktometrischen Untersuchungen an den Gesamtgesteinspräparaten und den Mineral- und Gesteinsanteilen eindeutig identifiziert werden konnten.

Dabei sollte bei der hier getroffenen Zuordnung der Peaks berücksichtigt werden, daß die chemische Zusammensetzung der untersuchten Minerale (und damit die Abstände der Gitterebenen) sich gegenüber der der Normminerale der ICPDS-Kartei geringfügig unterscheiden kann.

Die gemessenen Peaks (Netzebenenabstände) des Kaersutit-Reinpräparates entsprachen nicht den in der ICPDS-Kartei angegebenen. Da das Mineral aufgrund der Mikrosondenanalysen eindeutig als Kaersutit identifiziert wurde, sind in diesem Fall nicht die Werte des Normminerales, sondern die tatsächlich gefundenen d-Werte in der Tabelle eingetragen.

Erläuterungen zu Tabelle 1:

Die in Klammern hinter den Mineralnamen stehenden Zahlen bedeuten die Registriernummern der ICPDS-Kartei.

Weiterhin werden die wichtigsten d-Werte ($\text{\AA}$) (Netzebenenabstände), charakteristisch für jedes Mineral, sowie die zugehörigen (hkl)-Flächen angegebenen. Die Daten erscheinen in der Reihenfolge absteigender Intensität.

X : Mineral vorhanden

(X): Mineral in Spuren vorhanden

}X : Nicht trennbar, Mischung beider Minerale

* : Erläuterungen siehe Text S. 25

Mineralnamen	d-Werte (λ) + (hkl)	P1	P2	P2/3	P3	P4	P5	P6	G1	G2	G4	G5	G6	S2
PYROXENE														
Augit	(24-203) 2.99(221); 323(220); 2.95(310)													
Diopsid	(11-654) 2.99(221); 2.53(002, 202); 2.89(311)													
	(22-534) 2.98(221); 2.91(310); 2.52(002, 202)	x		x				x						
AMPHIBOLE														
Tremolit	(13-437) 8.38(110); 3.12(310); 2.71(151)													
Aktinolith	(25-157) 2.72(151); 2.54 ; 8.47(110)													
Hornblende, pargasitisch	(29-1258) 8.52(110); 3.16(310); 2.73(151)													
Kaersutit*	8.45 ; 3.14	x												
FELDSPÄTE														
Albit	(9-466) 3.20(002); 3.78(111); 6.39(001)													
	(19-1184) 4.03(201); 3.22(202); 3.66(131, 130)	(x)	(x)	x		x	x	x		(x)	x			
Labradorit	(18-1202) 3.18(002); 3.76(130); 3.21(040)													
	(9-465) 3.20(040); 3.18(002); 4.04(201)	(x)	x			(x)	(x)	(x)	x	x	x			x
CHLORITE														
Fe ³⁺ -Chlorit	(7-329) 7.06(001); 3.53(002); 2.46(201)	x	x	x	(x)			x	x	(x)	x		(x)	(x)
Fe ²⁺ -Mg-Chlorit	(7-166) 7.08(002); 14.0(001); 3.52(004)	x	(x)		x			x	x	x	x		x	x
Mg-Chlorit	(7-160) 2.55(132, 201); 7.15(002); 1.54(331.060)	(x)			(x)			(x)						x
QUARZ	(5-490) 3.34(101); 4.26(100)													
				x	(x)	x		x	(x)	(x)			(x)	x
CALCIT	(5-566) 3.04(104)	x	x	x		x	x	x	x	x		(x)	(x)	x

Tab. 1: Übersicht über die diffraktometrische Auswertung. Erläuterungen siehe Text S. 25.

4.2 Mikroskopische Untersuchungen

4.2.1 Allgemeines - Abkürzungen

Die mikroskopische Beschreibung hält sich an die in Kapitel 3.2.2 (S. 20) aufgestellte Gliederung. Danach werden zuerst die Vulkanite (Basalte) (4.2.2), dann die gangförmigen Intrusiva (Gabbros und Pyroxenite) (4.2.3) bearbeitet. Die mikroskopische Beschreibung erfolgt für jede Probe getrennt. Bei den Basalten werden stets zuerst die Phänokristalle beschrieben. Bei der Aufzählung des Mineralbestandes stehen die Mineralangaben, die auf Mikrosondenanalysen (EMA) bzw. röntgendiffraktometrischen Messungen beruhen, jeweils in Klammern hinter den durch mikroskopische Untersuchungen ermittelten Mineralen.

Die chemischen Durchschnittszusammensetzungen und Strukturformeln der Klinopyroxene, Ca-Amphibole, Feldspäte und Chlorite sind auf den Seiten 85-87, sowie im einzelnen im Anhang Seite 183-195 angegeben.

Im Anschluß an die Aufzählung des Mineralbestandes folgt eine Kurzcharakteristik des jeweiligen Gesteins. Sie soll dem Leser einen Überblick verschaffen und somit einen besseren Einstieg in die Beschreibung ermöglichen.

Abkürzungen:

Cpx	- Klinopyroxen	Akz	- Akzessorien
Px	- Pyroxen	Gm	- Grundmasse
Plg	- Plagioklas	Gm-allg	- Grundmasse, als eine Einheit ausgezählt
Fsp	- Feldspat	Gm-Rest	- gesamte Grundmasse mit Ausnahme einzelner, gesondert erfaßter Minerale
Hbl	- Hornblende	Umw	- Umwandlungen
Amph	- Amphibol	xN	- gekreuzte Nicols
Akt	- Aktinolith	IF	- Interferenzfarbe
Chl	- Chlorit	+	- Mineral in Spuren vorhanden
Karb	- Karbonat		
Qz	- Quarz		
Ep	- Epidot		
Kl-Zoi	- Klinozoisit		
Sc	- Sericit		
Asb	- Asbest		

4.2.2 Vulkanite (Basalte)

4.2.2.1 Gleichkörnige, homogene Schichtlaven

P1: Schichtlava unterhalb der Hochhörndlinger Alm

Die dichte, nur teilweise geschieferte Schichtlava ist in der Regel grau-grün angewittert. Sie zeigt keine Pillow-Strukturen. Im Anschlag erkennt man mm-große, hypidiomorphe Pyroxene.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Diopsid, Endiopsid, Augit), Amphibol (Aktinolith, Tremolit), Chlorit (Pyknochlor bzw. Fe^{3+} -Chl bis Fe^{2+} -Mg-Chl), Karbonat, Quarz, Epidot, Sericit, Feldspat (Albit), Chrysotil, Erz (Hämatit).

Klinopyroxen-Phänokristalle in einer sehr feinkörnigen Grundmasse mit neugesproßten Aktinolithen. Fremdgesteinsxenolithe.

Phänokristalle

Farblose bis hellgrüne (0.5mm-1.5mm einschließlich Umwandlungssaum), idiomorphe bis hypidiomorphe Klinopyroxene (Augit bis Endiopsid) mit zum Teil deutlichen Spaltrissen heben sich aus der Grundmasse hervor. Sie stellen den einzigen primären, d.h. nicht metamorph umgewandelten Bestandteil des Gesteins dar. Die Interferenzfarben variieren je nach Schnittlage zwischen graugelb 1. Ordnung und lila 2. Ordnung, die Auslöschungsschiefen betragen 38° bis 48° . An einigen Mineralen kann man die typischen Sanduhrstrukturen Ti-führender Augite beobachten (vgl. hierzu Kap. 5.3). Die metamorphen Umwandlungen an den Klinopyroxenen setzen von innen oder am Rand der Minerale an.

Randliche Umwandlungen: Randlich sind die Augite bis Endiopside in der Regel zu farblosem, in den Interferenzfarben grauem bis gelbem Aktinolith (bis Tremolit) umgewandelt. Seine Ausbildung ist je nach Schnittlage strahlig als Uralit (Bärte an den Klinopyroxenen in Richtung der c-Achse), oder in Form von Amphibolkopfbildern mit den typischen Spaltrissen, wobei in der Mitte ein Klinopyroxenkern erhalten geblieben ist.

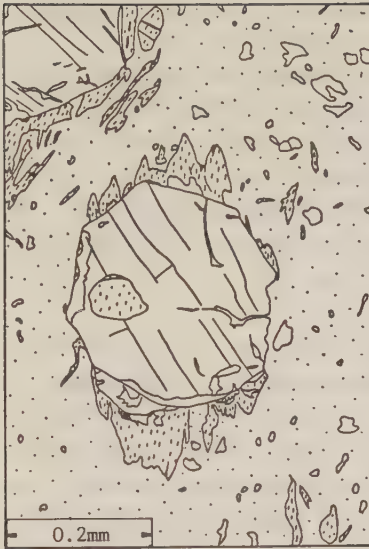


Abb. 11: Augit mit innerem Umwandlungsbereich und äußerem Umwandlungssaum von Aktinolith. Schnitt $\perp c$ -Achse. Homogene Schichtlava (Schliff Pl-16844, xN – links Zeichnung, rechts Photo). Ringe im Photo: Luftblasen durch Präparation.

Innere Umwandlungen: Durch 'angelöste Stellen' oder Kluftumwandlungen zeigt sich der von innen beginnende Zersatz der Klinopyroxene. Die 'angelösten Stellen' sind Bereiche innerhalb der Augite, in denen sowohl die Eigenfarbe als auch die Interferenzfarbe deutlich heller ist als die des übrigen Minerals. Chemisch bestehen jedoch keine Unterschiede (vgl. hierzu Kap. 5.2, Abb. 28). Karbonat, seltener auch Quarz und Chlorit (Pyknochlor), sowie feiner Epidot-Erz-Grus und faseriger Chrysotil lassen sich als Kluftfüllungen beobachten.

Grundmasse

Die sehr feinkörnige, sekundär veränderte Grundmasse (0.02mm-0.05mm) besteht überwiegend aus hellgrünem Chlorit mit blauen und braunen Interferenzfarben (Fe^{2+} -Mg-Chlorit: Pyknochlor). Dieser kommt teils in Form einzelner Nadeln, meist jedoch in größeren, unregelmäßig begrenzten Bereichen vor. Der Chlorit bewirkt durch seine Regelung zusammen mit dem

opaken Erz (Hämatit) den geschieferten Charakter des Gesteins. Weitere Bestandteile der Grundmasse sind: Karbonat und Quarz (als einzelne Körner und ganze Aggregate), wenige einzelne Feldspatnadeln (mikroskopisch nicht näher bestimmbar, nach röntgendiffraktometrischen Untersuchungen jedoch Albit), Sericit und feine Epidot-Erz-Verwachsungen. Neugesproßte, zum Teil verbogene und wieder zerbrochene Schlagstrahlen von Aktinolith durchsetzen den feinen Grundmassefilz. Sie fallen besonders durch ihre etwas hervorstechende Korngröße (0.1mm-0.2mm) und die nahezu idiomorphen Kopfbilder mit den charakteristischen Spaltrissen auf.

In der Matrix befinden sich vereinzelt mehrere mm-große, dunklere, stärker vererzte Bereiche. Sie sind teils oval, teils mit der Schieferung ausge-lenkt, unregelmäßig verformt. Ihre Zusammensetzung ist ebenfalls die eines Vulkanits (Rhyolith-Basalt), jedoch wesentlich feinkörniger als das übrige Gestein (Abb. 12). Neben wenigen porphyrischen Klinopyroxenen erkennt man als Grundmasseanteile Sericit, Epidot-Erz-Verwachsungen, Quarz, Feldspat. Es handelt sich hier wahrscheinlich um Xenolithe, die beim Aufstieg der Lava mitgenommen wurden (HATCH et al., 1983).

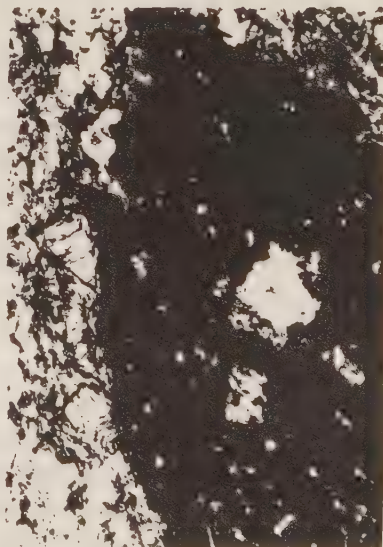
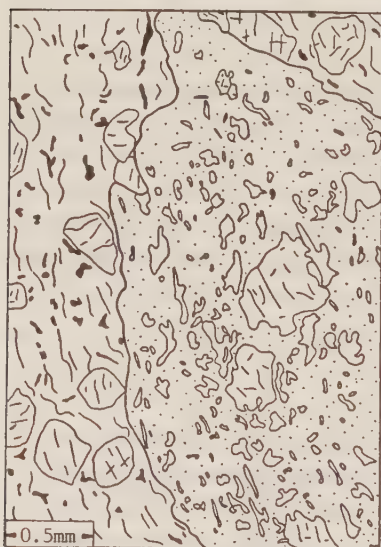


Abb. 12: Xenolith rhyolithischer Zusammensetzung (im rechten Bildbereich), eingeregelt in Richtung der Schieferung der umgebenden Schicht-lava P1. (Schliff P1-16844 - links Zeichnung, rechts Photo)

Modalbestand, Vol. %: Schliff-Nr. P1-16844

Porph. Cpx-Bereiche			Grundmasse						
Cpx-rein	Amph-Umw	Klüfte, Umw ohne Amph	Chl	Amph	Karb	Qz	Sc	Ep/Erz	Erz
15.4	10.4	3.5	22.2	13.5	10.2	11.2	0.8	11.9	0.9
29.3									

S2: Massige Lava aus dem vorderen Saalachtal

Das graue Gestein wirkt homogen, sehr feinkörnig. Meist überzieht es eine braungraue Verwitterungskruste. Der auffallend porphyrkörnige Charakter der im folgenden beschriebenen Laven fehlt hier. Die hier enthaltenen Pyroxene erreichen lediglich Größen von einem Millimeter, sie werden oft erst im Anschlag als kleine schwarze Flecken deutlich. Quarz- und Karbonat-Klüfte durchschlagen unregelmäßig diese Lava.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Augit, Diopsid), Plagioklas (Albit, (Labradorit)), Amphibol (Aktinolith, Tremolit), Chlorit (Fe^{2+} -Mg-Chl, Mg-Chl, (Fe^{3+} -Chl)), Karbonat, Quarz, Sericit, Epidot, Klinozoisit, Erz (Ilmenit, Leukoxen).

Gut erhaltene Klinopyroxene in einer sperrig intersertalen Grundmasse mit viel Pyroxen und Feldspat.

Phänokristalle

Farblose, hypidiomorphe Klinopyroxene (0.5mm-1.2mm; Augit) sind in diesem Gestein die einzigen porphyrischen Minerale. Die Interferenzfarben reichen von grau bis orangerot. Sie sind meist kataklastisch beansprucht, die Kopfbilder zeigen jedoch überwiegend gute Spaltbarkeiten. Bei den in der Interferenzfarbe grauen Schnitten ⊥ der c-Achse erkennt man schwache Randzonierungen.

In einigen Fällen durchsetzen hypidiomorphe, gering sericitisierte Plagioklasleisten (0.2mm) mit grober, polysynthetischer Albitverzwillingung die

Augite und bilden so ophitische Strukturen (vgl. G2, Abb. 28, S. 68). Die Augite sind relativ gut erhalten, metamorphe Umwandlungen kommen nur untergeordnet vor.

Innere Umwandlungen: Feinere Klüfte sind durch Karbonat verheilt, größere füllt farbloser Chlorit mit teils braunen, teils blauen Interferenzfarben (alle Übergänge von Mg-Chlorit bis zu Fe^{3+} -Chlorit), selten auch faserige Chlorit-Aktinolith-Umwandlungen (vgl. P5, Abb. 25, S. 66).

Randliche Umwandlungen: Die randlichen schmalen Reaktionssäume der Klinopyroxene bestehen aus Feldspat (Albit?), Quarz und feinen, in der Interferenzfarbe hellgelben Aktinolithstrahlen (Uralit).

Grundmasse

Als Minerale der sperrig intersertalen Grundmasse (0.04mm-0.12mm) lassen sich Klinopyroxen, Plagioklas, Chlorit, Erz, Quarz, Epidot/Klinozoisit und Sericit erkennen. Die hypidiomorphen, farblosen bis hellgelben Klinopyroxene (Diopsid bis Augit; 0.04mm-0.12mm; IF: grau-ockergelb) treten oft gehäuft auf, wobei die einzelnen Individuen ineinander verzahnt erscheinen. Sie zeigen durchweg deutliche Spaltrisse, randliche uralitische Umwandlungen kommen vor. Die sperrig angeordneten, hypidiomorphen Plagioklasleisten (0.04mm-0.08mm(0.2mm)) zeigen grob polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz und geringe Sericitisierung. Nach den röntgendiffraktometrischen Untersuchungen handelt es sich um Albit, teilweise auch mit etwas höherer Anorthitkomponente (Oligoklas). Chlorit tritt in Form von Schuppen und feinen Nadeln (IF: dunkelbraun-blau) sowie als größere, unregelmäßig begrenzte Bereiche (IF: blau-dunkelbraun) innerhalb der Grundmasse auf. Quarz, Epidot/Klinozoisit und Sericitschüppchen spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Klassische metamorphe Ilmenitumwandlungen (vgl. HATCH et al., 1983) (0.08mm-0.12mm) von relativ frischen, skelettartigen Individuen bis zu Leukoxenaggregaten mit den charakteristischen Spaltrissen durchsetzen die Grundmasse.

Klüfte, aus Chlorit, Quarz und Karbonat bestehend, durchziehen das gesamte Gestein.

Die Klüfte sowie die oben beschriebenen Chloritbereiche geben dem sonst

homogenen Gestein eine Schieferungsrichtung.

Modalbestand, Vol.-%: Schliff-Nr. S2-16847

Porph. Cpx		Grundmasse							
Cpx-rein	Cpx-Umw	Px	Plg	Chl	Qz	Karb	Sc	Ep/Kl-Zoi	Erz+Leuk
13.9	2.0	25.1	27.2	16.0	3.0	1.2	1.4	1.6	8.6
15.9									

4.2.2.2 Porphyrische Schichtlaven

P2/3: Schichtlava vom Gipfel des Bischofs

Die dichte, massige Schichtlava ist ungeschiefert und sehr hart. In der Grundmasse erkennt man bis zu einem Zentimeter große, oft idiomorphe Pyroxene, die ungeregelt sind. Feldspat ist nicht erkennbar.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Salit, Diopsid, Augit), Plagioklas (Albit), Amphibol (Aktinolith), Chlorit (Pyknochlor, Diabanit, Talk-Chlorit), Karbonat, Quarz, Sericit, Epidot/Klinozoisit, opakes Erz (Titanit), Leukoxen.

Klinopyroxen- und Plagioklas-Phänokristalle mit einem hohen Umwandlungsgrad in einer erheblich veränderten Grundmasse mit Feldspatmikrolithen.

Phänokristalle

Klinopyroxen

Die farblosen bis hellrosafarbenen Klinopyroxeneinsprenglinge (1mm-5mm) sind in der Regel hypidiomorph ausgebildet, in sich jedoch stark kataklastisch beansprucht. Je nach Schnittlage haben sie graugelbe bis violettrote Interferenzfarben. Sie lassen sich hauptsächlich als Salit, andere

als Diopsid und Augit einordnen. An einigen Kopfbildern erkennt man bei gekreuzten Nicols die für Ti-führende Augite typischen, dunkleren Randzonierungen (vgl. Kap. 5.3).

Innere Umwandlungen: Innerhalb großer Klinopyroxenindividuen erkennt man Umwandlungsbereiche folgender Zusammensetzung: Kleine, idiomorphe Kristalle von braunem, stark pleochroitischem Amphibol werden teilweise von einer zweiten, hellgrünen Amphibolgeneration umrahmt. Die Grundmasse dieser Bereiche besteht überwiegend aus sekundär gebildetem Albit, daneben **Karbonat**, undulös auslöschenden Quarzkörnern und selten **Leukoxen** (Abb. 13). Die Kluftfüllungen der Klinopyroxene bestehen aus Chlorit mit braunen, selten auch blauen Interferenzfarben (Pyknochlor, Talk-Chlorit), farblosem, strahligem Uralit, seltener Karbonat und unter Umständen auch feinem Epidot-Erz-Grus. An den Klufrändern innerhalb der Pyroxene und an deren Außenrand entstehen oft Säume von Titanit (Endzug des Calciums aus dem Pyroxengitter; vgl. Abb. 23, S. 64).

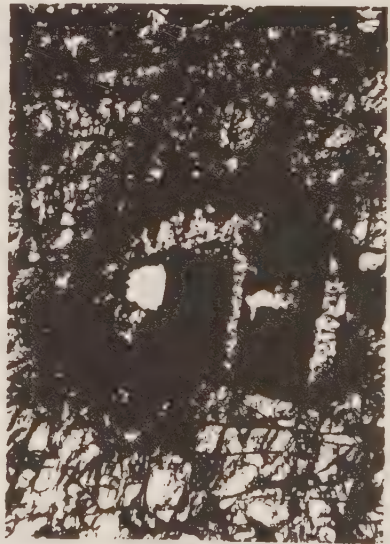
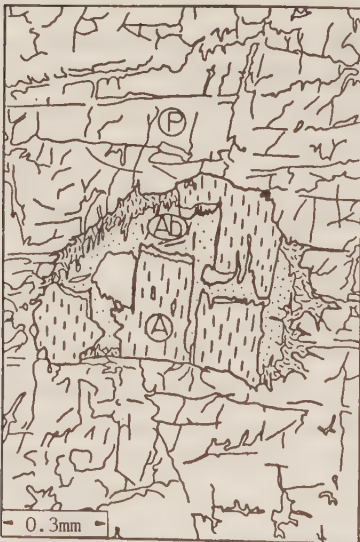


Abb. 13: Korrosion von braunem, pleochroitischem Amphibol (A) mit grünem Rand innerhalb eines Klinopyroxens (P). Die Grundmasse des Umwandlungsbereiches besteht aus Albit (Ab). Porphyrische Schichtlava (Schliff P2/3-9247 - links Zeichnung, rechts Photo).

Randliche Umwandlungen: Randlich werden die Phänokristalle durch Uralitisierung in Richtung der c-Achse durch strahligen, farblosen Aktinolith ersetzt. Aber auch Chloritumwandlungen und Vermischungen von Chlorit und Aktinolith in Form von 'Bärten' und Säumen lassen sich beobachten (Abb. 14).



Abb. 14: Stark angegriffener Klinopyroxen mit innerer Randzone (1), bestehend aus Chlorit (Pyknochlor), opakem Erz und Epidot/Klinozoisit und äußerem Saum (2), bestehend aus Uralit und Chlorit. Porphyrische Schichtlava (Schliff P2/3a-9247, xN).

Plagioklas

Neben den Pyroxenen treten porphyrische Feldspatleisten (1mm-3mm) auf. Sie sind durchweg stark sericitisiert und teilweise randlich durch Chlorit und Karbonat ersetzt. Einzelne Aktinolithschüppchen kommen gelegentlich als Einschlüsse vor. Die in Relikten zu beobachtende, polysynthetische Verzwillingung und der teilweise deutliche Zonarbau deuten auf **Plagioklas** hin. Der Anorthitgehalt läßt sich jedoch nicht mehr bestimmen. Die porphyrischen Plagioklasleisten sind oft verbogen, zum Teil zerbrochen. Dies weist, ebenso wie die kataklastische Beanspruchung der Pyroxene, auf eine starke Deformation des Gesteins hin.

Grundmasse

Die Grundmasse (0.04mm-0.12mm) ist regelmäßig von opakem Erz und Leukoxenkörnern (0.05mm-0.25mm) durchsetzt. Das sperrige Sekundärgefüge wird aus Feldspatmikrolithen (Albit), Quarz, Sericit und einzelnen farblosen Chloritschüppchen mit olivbraunen Interferenzfarben gebildet. Daneben kommen wenige größere Chloritbereiche mit anomal blauen Interferenzfarben vor. Farbloser, strahliger Aktinolith mit gelben Interferenzfarben (0.1mm-0.2mm) durchsprößt wirr die Grundmasse. Kopfbilder mit deutlichen Spalt-rissen sind selten zu beobachten. Epidot und Klinozoisit treten akzes-sorisch auf und sind dabei oft mit Erz vermengt.

Feinste Verwachsungen von Aktinolith und Chloritschüppchen (Pyknochlor, Diabanit) durchziehen als bis zu 1mm breite Schlieren das Gestein (siehe Abb. 23, S. 64). Ebenso wie die auch vorkommenden Quarzklüfte erscheinen sie ausgepreßt, dünnen immer wieder aus und enden spitz. Auch dieses deutet, ebenso wie die beschriebene Ausbildung der Phänokristalle auf eine erhebliche Beanspruchung und Durchbewegung im Verlauf orogener Vor-gänge hin.

Modalbestand, Vol.-%: Schliff-Nr. P2/3-9247

Phänokristalle				Grundmasse			
Klinopyroxen			Plg	Chl-groß	Amph-Strahlen	Ep/Erz+Leuk	Gm-Rest
Cpx-rein	Amph-Umw	Klüfte, Umw ohne Amph					
8.8	0.6	11.7	7.8	10.1	11.6	11.0	11.0
21.1							
28.9							

P5: Lava unterhalb des Sonnspitzgipfels

Das massige, ungeschieferte, mittelgrüne Gestein zeigt einen unregelmäßigen Bruch. Man erkennt hypidiomorphe, bis zu einem halben Zentimeter große, unregelmäßige Pyroxene. Epidot-Schlieren durchziehen ohne Regelung das Gestein.

Vom Aussehen her ist diese Lava den Pyroxeniten sehr ähnlich. Aus dem kartierten Zusammenhang (allmähliche Zunahme der Klinopyroxen-Phänokristalle im Vorkommen und der Größe von null auf einen Zentimeter über eine Profillänge von 100m bis zum Probenpunkt) ist sie jedoch den Laven zuzurechnen.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Augit, Endiopsid, Diopsid), Amphibol (Aktinolith), Feldspat (Albit, (Labradorit)), Chlorit (Pyknochlor, Ripidolith), Epidot, Quarz, opakes Erz (Hämatit).

Klinopyroxen-Phänokristalle in einer feinkörnigen, sehr Epidot- und Aktinolith-haltigen Grundmasse.

Phänokristalle

Die farblosen bis hellgelben, idiomorphen bis hypidiomorphen Klinopyroxene (1.2mm-8mm; Endiopsid-Augit) zeigen je nach Schnittlage graue bis gelbe (seltener auch lilablaue) Interferenzfarben. Kopfbilder mit gut ausgebildeten Spaltrissen haben die typischen braungrau-blauen Interferenzfarben, abgestuft als Zonierungen. Zwillinge parallel zur c-Achse sind häufig.

Innere Umwandlungen: Im Innern der Minerale lassen sich Auflösungsbereiche (ähnlich Probe P2/3) beobachten, in denen braun-pleochroitische Leisten von Amphibol (2) parallel in einer Matrix aus 'flächigem', farblosem Amphibol (1) (IF: hellgelb; Aktinolith) angeordnet sind. Als häufigste Kluftumwandlung erkennt man hellgrünen Chlorit (IF: vorwiegend braun; Rhipidolith, seltener lilablau). In breiteren Klüften tritt hellgrüner Aktinolith (IF: grau) als Matrix mit Querfasern von Ca-reichem Chlorit auf (siehe Abb. 25, S. 66). Bei weiter fortgeschrittenen Zersetzungsstadien kommen neben Chlorit und Aktinolith xenomorpher Feldspat (Albit) sowie feine Epidot- und Hämatitkörnchen hinzu.

Randliche Umwandlungen: Die randlichen Umwandlungen der Endiopside sind relativ schmal und stark von Erz durchsetzt. Es handelt sich um wechselnd hohe Anteile von strahligem Aktinolith (IF: hellgelb; keine typischen Spaltrisse), Chlorit mit braunen Interferenzfarben (Pyknochlor), Albit und feinen Epidotkörnchen (Beschreibung mit abnehmender Häufigkeit).

Grundmasse

Die sehr feinkörnige Grundmasse (0.03mm-0.08mm) ist stark **Erz-** und **Epidot-**haltig. Viel farbloser **Aktinolith** (IF: graugelb; feine Leisten, zum Teil idiomorphe Kopfbilder) durchsprößt den feinen Filz, der zu einem geringen Anteil noch sperrig angeordnete **Albitmikrolithe** und **Chloritschüppchen** aufweist. Daneben sind noch einige größere, unregelmäßig begrenzte **Chloritflecken** (schuppig; IF: vorwiegend braun, seltener blau: **Pyknochlor-Rhipidolith**) sowie wenige xenomorphe **Quarz-Mosaik-Bereiche** zu beobachten.

Stellenweise werden die porphyrischen Pyroxene von den Mineralen der Grundmasse, besonders von den in sich gebogenen Aktinolithleisten, in Fluidaltextur umgeben.

Breite **Epidot-** (seltener auch **Chlorit-**) **Klüfte** (1mm-3mm) durchziehen immer wieder unregelmäßig das Gestein.

Modalbestand, Vol.‰: Schliff-Nr. P5c-16849

Porph. Cpx-Bereiche			Grundmasse		
Cpx-rein	Amph-Umw-Rand	Klüfte (Karb, Chl, Ep)	Chl-groß	Gm-allg	Klüfte
21.0	7.5	4.5	3.2	63.4	0.4
33.0					

4.2.2.3 Pillow-Laven

P4: Pillow-Lava aus dem Profil Bischof-Sonnspitze

Die massige, graugrüne Lava bildet große, kantig verwitternde Blöcke, die mit Bereichen mit charakteristischen Pillowstrukturen (Pillows im 1/2m-Bereich) wechseln. Im Anschlag erkennt man oft Schlieren von Epidot und Quarz, daneben eckig-ungeregelte bis länglich-eingeregelte, ein bis vier Millimeter große schwarze Flecken in einer feinkörnigen, dunkelgrünen

Grundmasse.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Diopsid, Salit, Augit), Plagioklas (Oligoklas, Albit), Chlorit (Diabanit bzw. Fe^{2+} -Mg-Chlorit), Amphibol (Mg-Hornblende, Aktinolith, aktinolithische Hornblende), Karbonat, Epidot/Klinozoisit, Sericit, Quarz, Erz (Hämatit).

Klinopyroxen- und Plagioklas-Phänokristalle, oft ineinander verwachsen, in einer sehr feinkörnigen Grundmasse mit intersertalem Gefüge.

Phänokristalle

Klinopyroxen

Die farblosen bis hellgrünen **Klinopyroxene** (0.3mm-1.2mm) sind hypidiomorph bis xenomorph und meist in sich zerbrochen. Ihre Interferenzfarben variieren von graugelb bis orangefarben, wobei die einzelnen Bruchstücke aufgrund verschiedener optischer Orientierung unterschiedliche Interferenzfarben haben können. Es handelt sich meist um **Diopsid**, seltener um **Augit** oder **Salit**. Umwandlungen in Klüften und an den Rändern sind häufig.

Innere Umwandlungen:

Schmalere Klüfte werden meist von feinnadeligem Chlorit mit lilablauen bis lilabraunen Interferenzfarben (Fe^{2+} -Mg-Chlorit) ausgefüllt, breitere auch mit farblosem bis hellgrünem strahligem **Amphibol** (Mg-Hornblende, **Aktinolith**) und **Karbonatkörnern**. Umwandlungen der Klinopyroxene, die von innen her ansetzen, lassen sich folgendermaßen beschreiben: 'Fleckenweise' Umwandlung zu farblosem bis milchigem **Albit**, **Aktinolithnadeln** (aber auch weiß-olivbrauner, **pleochroitischer Amphibol**), **Chlorit** (IF: lilabraun), xenomorphem **Karbonat** und **Quarz**, überlagert von idiomorphen **Epidot-** und **Klinozoisitkörnern**, wobei der **Albit** die Matrix der Bereiche bildet. Dieses kann bis zum völligen Ersatz der Diopside führen, der Anteil an flächigem bis schuppigem **Aktinolith** (IF: meist lilablau) überwiegt dann.

Randliche Umwandlungen:

Der breite, bei den Proben P1 und P2/3 beobachtete uralitische Umwandlungssaum fehlt. Dagegen liegt meist ein schmaler Saum aus **Aktinolith** bzw.

aktinolithischer Hornblende, Chlorit mit anomal blauen Interferenzfarben (Diabanit) und ebenfalls sekundär gebildetem Feldspat (Albit-Oligoklas) vor.

Plagioklas

Die relikthischen, meist polysynthetisch grob, seltener fein, nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklasleisten (0.75mm-1.5mm) sind vollständig albitisiert. Oft sind mehrere Individuen ineinander verzahnt. Sie werden von Aktinolithschüppchen, Karbonat-, Quarz-, Epidot- und Klinozoisitkörnern intern durchsproßt. Sericit- und feine, hellgrüne Chloritnadeln durchsetzen die Feldspäte ebenfalls, wobei sie deren Zwillingslamellen und Korngrenzen nachzeichnen (Abb. 15).



Abb. 15: Plagioklas (P) mit Interngefüge. Reliktische Zwillingslamellen und Korngrenzen werden von feinen Nadeln (N) (Chlorit, Aktinolith) nachgezeichnet. Pillow-Lava (Schliff P4a-15707, xN - links Zeichnung, rechts Photo).
 ☉ Karbonat; ☿ größere Chloritbereiche; ☼ größere Epidotbereiche;
 ⊕ Grundmasse.

Feine Nadeln und ganze Büschel von olivgelbem, leicht pleochroitischem Stilpnomelan übersprossen als spätmetamorphe Bildung Klüfte und Ränder der Plagioklase.

Die porphyrischen Diopside und Plagioklase sind häufig sperrig ineinander verwachsen und zu ganzen Ansammlungen konzentriert.

Grundmasse

Die Grundmasse des Gesteins ist sehr feinkörnig (0.04mm-0.08mm). Ausnahmen bilden lediglich einige größere hellgrüne Chloritbereiche (IF: lilabraun), die teils von idiomorphen Epidot- und Klinozoisitkörnern durchsetzt und randlich von strahligem Aktinolith durchsproßt werden. Ebenso sind wenige größere, xenomorphe Karbonatbereiche mit Mosaikgefüge, oft mit Quarz verzahnt, zu beobachten. Im ersten Fall könnte es sich um ehemalige, jetzt gefüllte Blasen handeln. Die sekundär umgewandelte Grundmasse ist stark Erz-haltig, zum Teil erkennt man idiomorphe Hämatitkristalle. Die Minerale der Grundmasse sind feinste Verwachsungen von Quarz, Karbonat, Epidot/Klinozoisit, feine Chloritkörner und -nadeln (IF: grün) und wenig Sericit. Xenomorphe Feldspatmikrolithe (Albit) sowie Nadeln und ganze Büschel von farblosem Aktinolith (IF: hellgelb) bilden ein intersertales Gefüge.

Neben diesen ungeschieferten Varietäten gibt es auch geschieferte, deren Phänokristalle und Umwandlungsprodukte deutlich geregelt sind und deren Grundmasse Fluidaltextur zeigt. Diese Gesteine sind stark Epidot-haltig (meist als breite, xenomorphe Kluftfüllungen). Der Karbonat-, Quarz- und Chloritanteil ist dort ebenfalls wesentlich höher. Es handelt sich hier um noch stärker alterierte Partien (vgl. Kap. 6. Metamorphose).

Modalbestand, Vol. %: Schliff-Nr. P4a-15707

Phänokristalle			Grundmasse		
Porph. Cpx-Bereiche		Plg	Vollst. Ep+Chl-Umw	Karb- Klüfte	Gm- allg
Cpx- rein	Klüfte+ Umw-Rand				
5.0	1.7	12.4	4.4	3.0	73.5
6.7					
		19.1			

G2: Pillow-Lava aus dem Südwesthang des Geissteins

Das dunkelgrüne Gestein ist massig bis gering geschiefert und meist grau angewittert. Man erkennt deutlich Pillow-Strukturen im halben Meter- bis Meter-Bereich. An den stark angewitterten Flächen fallen besonders Millimeter-große Hohlräume auf. Wahrscheinlich sind sie auf herausgewitterte Einsprenglinge zurückzuführen. Im Anschlag sieht man eckige bis ausgelängte, eingeregelter, dunkelgrüne bis schwarze Einsprenglinge von wenigen Millimetern.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Augit, Endiopsid), Plagioklas (Albit), Anorthoklas, Amphibol (Aktinolith), Karbonat, Chlorit (Talk-Chlorit, Chamosit (Fe-reich), Fe^{2+} -Mg-Chlorit), Albit, Quarz, Sericit, Stilpnomelan, Epidot/Klinozoisit, opakes Erz und Leukoxen.

Ophitisch angeordnete Klinopyroxene und Plagioklase in einer intersertalen Grundmasse mit Feldspat- und Klinopyroxenmikrolithen.

Phänokristalle

Anhand der verschiedenen Schiffe des Gesteins lassen sich die Umwandlungsstadien der Phänokristalle von gutem Erhaltungsgrad bis zur völligen Zersetzung beobachten.

Klinopyroxen

In einigen Schliffen sind die Klinopyroxene (0.5mm-1.5mm) idiomorph bis hypidiomorph gut erhalten. Teilweise sind sie zerbrochen, die charakteristischen Spaltrisse lassen sich aber deutlich erkennen. Metamorphe Umwandlungen kommen vor, sind aber vergleichsweise (besonders zu den Proben P1 und P2/3) gering. In der Eigenfarbe farblos bis hellrosa, schwankt die Interferenzfarbe zwischen grau und gelb (seltener orangegelb). Die Auslöschung ist teilweise undulös, bei gekreuzten Nicols erkennt man 'angelöste Stellen' innerhalb der Minerale (vgl. Probe P1, S. 29 und Abb. 28, S. 68). Es handelt sich um Augit (bis Endiopsid). Kopfbildzwillinge sind häufig. Besonders an den Schnitten $\perp$ der c-Achse (Kopfbilder) kann man bei gekreuzten Nicols Zonierungen erkennen, wobei der Kern aus Endiopsid, der Rand aus Augit bestehen kann (siehe Abb. 33, S. 72).

Innere und randliche Umwandlungen: An Umwandlungen sind bei den wenig veränderten Klinopyroxenen zu beobachten:

- Klüfte von hellgrünem Chlorit (IF: blau; Fe^{2+} -Mg-Chlorit bis Chamosit).
- Wenig Karbonatklüfte.
- Schmale Reaktionssäume von uralitischem Aktinolith, feinen Chlorit- (z.t. Talk-Chlorit) und Albitverwachsungen, teilweise von Karbonatkörnern durchsetzt.

Einzelne hypidiomorphe, randlich korrodierte Feldspatleisten (0.2mm; Albit) berühren die Augite randlich, dringen teilweise in sie ein und bilden so ophitische Verwachsungen (AUGUSTHITHIS, 1979) (siehe Abb. 28, S. 68).

In den stärker veränderten Partien des Gesteins ist die Umwandlung der Augite zu Aggregaten aus vorwiegend Chlorit und Aktinolith erheblich weiter fortgeschritten. Der höchste Grad der Zersetzung, der beobachtet werden konnte, zeigt sich in Bereichen metamorpher Minerale (0.5mm-0.9mm), die sich wie folgt beschreiben lassen: Hellgrüner, radialschuppiger Chlorit mit blauen Interferenzfarben (Fe^{2+} -Mg-Chlorit bis Chamosit) bildet die Matrix. Darin eingelagert erkennt man wechselnde Gehalte an farblosen Aktinolithnadeln, teilweise mit idiomorphen Epidoten und Klinozoisiten, xenomorphen Karbonatkörnern und wenig Albit und Quarz. Olivgrüner bis gelber, pleochroitischer Stilpnomelan mit den charakteristischen hohen Interferenzfarben durchsprößt in Form einzelner Nadeln und auch ganzer Büschel den Chlorit.

Plagioklas

Neben den Klinopyroxenen erkennt man hypidiomorphe bis xenomorphe Plagioklasleisten (0.75mm-1.5mm). Sie sind teils einzeln, teils als ganze, ineinander verwachsene Aggregate, teils zusammen mit den porphyrischen Klinopyroxenen ophitisch in der Grundmasse angeordnet. Meist grob polysynthetisch nach dem Albigesetz verzwillingt sind sie fast immer tektonisch beansprucht und löschen undulös aus. An den Brüchen sind sie mit feinschuppigem hellgrünem Chlorit und teilweise Karbonat parakristallin verwachsen. Bei gut erhaltenen Individuen ergab die Messung der Auslöschungsschiefe 17° - 18° , das entspricht einem Anorthitgehalt von 35%, so daß es sich hier um Andesin handelt. Die Mikrosondenanalysen zeigten jedoch, daß es sich überwiegend um Plagioklase handelt, die bereits im Albitfeld (im Or-Ab-An-Dreieck) liegen. Weniger veränderte

Plagioklase sind vorwiegend chloritisiert, weniger sericitisiert. Feine, hellgrüne Chloritnadeln (IF: blau; Chamosit) durchsprossen einzeln oder als ganze Büschel die Leisten. Als weitere metamorphe Minerale kommen Sericit, Karbonat, Epidot und Klinozoisit und selten kleine Nester von gelbgrünem, pleochroitischen Stilpnomelan vor. Die stark umgewandelten Plagioklase lassen sich nur noch aufgrund ihrer Leistenform als solche identifizieren. Man kann Umwandlungen zu Sericit, Chlorit, Stilpnomelan und Quarz mit nur noch wenigen Albitbereichen beobachten.

Grundmasse

Die intersertale Grundmasse (0.04mm-0.12mm) setzt sich hauptsächlich aus xenomorphen Albitleisten (teilweise mit Zwillingslammellierung), hypidiomorphen, farblosen Klinopyroxenen (Augit) und hellgrünem Chlorit (Chamosit) zusammen. Untergeordnet treten Quarz, Karbonat, Epidot/Klinozoisit, opakes Erz und Leukoxenbereiche, sowie schmale, in den Interferenzfarben hellgelbe, Aktinolithnadeln auf.

Karbonatklüfte und einige wenige größere Karbonatbereiche mit Mosaikgefüge und typischen Spaltrissen sind häufig zu beobachten.

Mikroskopisch läßt sich eine Schieferung nicht erkennen.

Modalbestand, Vol.-%: Schliff-Nr. G2a-14746

Phänokristalle				Grundmasse			
Klinopyroxen			Plagioklas		Karb	Chl	Gm-Rest+ Erz+Leuk
Cpx-rein	Umw, meist Akt-Rand	Klüfte	Plg-rein	Plg-Umw			
5.6	0.2	0.5	5.4	3.2	4.4	4.0	76.7
6.3			8.6				
14.9							

4.2.3 Gangförmige Intrusiva

4.2.3.1 Gabbros

P2: Hornblende-Gabbro nördlich des Bischofs

Das dunkelgrüne, grobspätige Gestein erscheint massig. Meist überzieht eine braungrüne Verwitterungsschicht den Aufschluß. Im Anschlag erweist sich der Hornblende-Gabbro als sehr zäh. In einer hell- bis mittelgrünen Grundmasse erkennt man bis zu drei Zentimeter große Hornblenden und Pyroxene.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Salit), Oxyhornblende (Kaersutit), Plagioklas (Oligoklas-Andesin, Labradorit), Alkalifeldspat, Albit, Amphibol (Aktinolith), Chlorit (Fe^{3+} -Chlorit, (Fe^{2+} -Mg-Chlorit)), Karbonat, Quarz, Sericit, Epidot/Klinozoisit, Apatit, Erz und Leukoxen (Ilmenitumwandlungen).

Klinopyroxene und Hornblenden in wechselnd hohen Anteilen sind ophitisch in einer Matrix, die hauptsächlich aus Plagioklas besteht, angeordnet.

Klinopyroxen

Die hellrosafarbenen, hypidiomorphen **Klinopyroxene** (0.8mm-3mm; Salit) variieren in der Interferenzfarbe von blaßgelb bis zu violettblau. Die Mikrosondenanalysen ergaben TiO_2 -Gehalte von bis zu 4.1%. Sie sind stets zerbrochen.

Innere und randliche Umwandlungen: An den Klüften und randlich zeigen sie Umwandlungen zu hellgrünem Chlorit mit blauen Interferenzfarben (Fe^{3+} -Chlorit, Fe^{2+} -Mg-Chlorit), Epidot, Quarz, opakem Erz und farblosen Aktinolithstrahlen (Uralit).

Die Salite sind häufig mit den braunen, idiomorphen bis hypidiomorphen Hornblenden (1mm-2.5mm) verzahnt.

Hornblende

Die deutlich pleochroitischen Hornblenden (**Kaersutit**: TiO_2 -Gehalt bis zu 7.9%) zeigen gute Spaltbarkeiten. Meist umgibt ein schmaler Saum von

grüner Hornblende den braunen Kern. Geochemische Analysen ergaben jedoch, daß auch dieser als Kaersutit anzusprechen ist (vgl. Abb. 37, S. 76).

Innere und randliche Umwandlungen: In einigen Gesteinspartien ist die Zersetzung des Kaersutits zu Aktinolith, Chlorit (IF: blau) und Epidot-grus randlich und an den Klüften bereits erheblich fortgeschritten.

Dunkelbrauner **Leukoxen** mit opakem Kern (Ilmenit; vgl. HATCH et al., 1983) mit deutlichen Spaltrissen ist ebenfalls häufiger Bestandteil des Gesteins.



Abb. 16: Paragenese von Ilmenit (I), Kaersutit (K) und Salit (S). Hornblende-Gabbro (Schliff P2a-9241 - links Zeichnung, rechts Photo).

Grundmasse

Die Grundmasse des Gesteins bildet vorwiegend ein Pflastergefüge aus grob polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwilligten Plagioklasen. Die meist deformierten Feldspäte zeigen typische Streßstreifung (AUGUSTHITHIS, 1979), der Zersetzungs- und Sericitisierungsgang ist teilweise recht

hoch. Der Anorthitgehalt beträgt 25%-30%, das entspricht Oligoklas (nach röntgendiffraktometrischen Messungen: Oligoklas bis Andesin (Labradorit)). Hellgrüner Chlorit mit anomal blauen Interferenzfarben (Fe^{3+} -Chlorit bis Fe^{2+} -Mg-Chlorit) bildet unregelmäßig begrenzte, radialschuppige Bereiche in der Plagioklasmatrix. Die gesamte Feldspatgrundmasse wird von feinen Nadeln durchsproßt. Sie lassen sich durch die Mikroskopie und Mikrosondenuntersuchungen als Apatit, Karbonat, Albit sowie Chlorit und Sericit identifizieren. Traubige Aggregate von Epidot und Klinozoisit sowie Quarz- und Karbonatpflaster sind als weitere sekundäre Umwandlungsprodukte in diesem Gestein zu nennen.

Modalbestand, Vol%:

Schliff-Nr. P2b-16845:

		Grundmasse	
Cpx	Hbl	Gm-allg	Erz+Leuk
39.5	5.4	52.1	3.0

Schliff-Nr. P2a-9241:

		Grundmasse						
Cpx	Hbl	Plg	Chl	Karb	Sc	Erz+Leuk	Qz	Akz
5	18	50	8	8	2	5	+	4

Anmerkung: Bei P2b ist die Plagioklasmatrix so erheblich sekundär umgewandelt, daß eine Auszählung nicht mehr sinnvoll erscheint. P2a zeigt sich im Klinopyroxen- und Amphibolverhältnis als nicht repräsentativ. Dafür gibt der Modalbestand der Matrix einen guten Überblick für den Hornblende-Gabbro.

G1: Gabbro südwestlich der Kesselalm

Der massige Gabbro zeichnet sich durch seine große Härte aus. Ein hoher Anteil an Epidotschlieren und Karbonatklüften durchzieht unregelmäßig das Gestein, eine Faltung läßt sich im Aufschlußbereich nicht erkennen.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Diopsid, Salit), Plagioklas, Amphibol (Aktinolith), Chlorit (Fe^{2+} -Mg-Chlorit bzw. Pyknochlor), Karbonat, Quarz, Muskovit, Sericit, Albit, Epidot/Klinozoisit, Erz (Ilmenit und Leukoxen).

Es ist anzunehmen, daß Klinopyroxene zusammen mit den Plagioklasen das ophitische Primärgefüge dieses Gesteins bildeten. Metamorphe Umwandlungen und Neubildungen führten jedoch dazu, daß neben den noch erhaltenen ophitischen Partien (A) mit zumindest erhaltenen Pyroxenkernen bzw. deren Pseudomorphosen und albitisierten Plagioklasresten immer wieder Kluftpartien (B), gefüllt mit Sekundärmineralen, auftreten. Diese durchschlagen ungeregelt die ophitischen Partien. Im Verlauf der Metamorphose wurden die Primärpartien so gegeneinander verdreht, es entstand eine Fluidaltextur.

(A) Primärbereiche

Klinopyroxen

Die xenomorphen Klinopyroxene (0.75mm-2.5mm) bestehen in der Regel nur noch aus einem erhalten gebliebenen Kern mit teilweise guten Spaltrissen, gefüllt mit metamorphen Kluftbildungen und umgeben von einem breiten Umwandlungshof. Die farblosen Klinopyroxene erreichen als maximale Interferenzfarbe das Blaugrün zweiter Ordnung (Diopsid-Salit).

Innere und randliche Umwandlungen: Die Kluftumwandlungen bestehen meist aus Karbonat, Chloritschuppen mit vorwiegend braunen Interferenzfarben (Pyknochlor) und farblosem Aktinolith. In den Randpartien der Klinopyroxene kommt neben Chlorit, Aktinolith (hier teilweise mit charakteristischen Kopfbildern mit deutlichen Spaltrissen) und Karbonat noch xenomorpher bis leistenförmiger Albit und wenig Quarz hinzu. Die Umwandlungen der Diopside-Salite können zu vollständigem pseudomorphen Ersatz führen: Das 'Gerüst' (ehemalige Klinopyroxenklüfte) besteht aus hellgrünem Chlorit

mit blauen Interferenzfarben (Fe^{2+} -Mg-Chlorit, Pyknochlor). Dieser wird hauptsächlich von uralitischem Aktinolith, daneben Karbonat und feinen **Epidot-Erz**-Vermischungen durchsproßt. Das Endstadium der Umwandlung (das in diesem Gestein beobachtet werden konnte) sind größere, unregelmäßig begrenzte Bereiche aus vorwiegend Chlorit und Aktinolith.

Die ehemaligen Berührungsgrenzen zu den Plagioklasleisten werden meist von uralitischen Umwandlungen der Klinopyroxene übersproßt.

Plagioklas

Die Feldspäte zeigen neben grob polysynthetischer Albitverzwillingung auch Verzwillingung nach dem Periklingesetz. Idiomorphe Leistengrenzen lassen sich nicht beobachten. Randliche Korrosion, gefüllt mit **Quarz-** und **Karbonatgrus**, an den Zwillingslamellen und randlich Übersprossung von hellgrünen Chloritnadeln ist die Regel. Durch die starke **Sericitisierung** und Chloritisierung entsteht ein Interngefüge. Die Mikrosondenanalysen ergaben entweder reine **Albitisierung** der Plagioklase oder eine vollständige **Verglimmerung** (bzw. Chloritisierung). Die einzelnen Individuen sind oft miteinander verzahnt, ineinander verwachsen. Sie löschen undulös aus, sind deformiert (verbogen), manchmal zerbrochen und parakristallin versetzt mit Karbonat, Feldspat (Albit) und Quarz wieder verheilt (AUGUSTHITHIS, 1979).

Zwischen den Klinopyroxen-Plagioklas-Grenzen und überlagernd kommen häufig Neubildungen von **Epidot** und **Klinozoisit** vor. Daneben lassen sich folgende Minerale identifizieren: Feine Mosaikpartien von **Quarz**, sehr viel **Karbonat** (teils mit guten Spaltrissen, teils als feiner Grus), Flecken und Schüppchen von hellgrünem **Chlorit** (IF: vorwiegend braungrün, seltener blau) sowie **Ilmenit** und **Leukoxenumwandlungen**. Dies alles bildet zusammen die durch Sekundärprozesse entstandene **Grundmasse** (0.04mm-0.08(0.2)mm) der Klinopyroxene und Plagioklase.

(B) Kluftpartien

Es lassen sich vom Mineralbestand her zwei Typen von Kluftbildungen unterscheiden:

Typ 1

- Überwiegend **Epidot** und **Klinozoisit**.
- **Erz** (teils opak, teils Leukoxenumwandlungen).

- Chlorit, schuppig bis radialstrahlig (IF: braungrün; Pyknochlor).
- Xenomorpher Albit.
- Feinste Quarz- und Karbonat- Mosaikbereiche.

Typ 2

Ein Quarz-Albit-Pflaster wird von zahlreichen sperrig angeordneten, farblosen Hellglimmerleisten (z.T. verbogen, teilweise mit guter Spaltbarkeit) mit hohen Interferenzfarben (Hydromuskovit) überlagert und durchschlagen. Opakes Erz und Epidot/Klinozoisit überlagern wiederum diese Partien.

Unregelmäßig begrenzte Karbonatpflaster mit deutlichen Spaltrissen und Mosaikgefüge, schuppige bis strahlige Chloritflecken (IF: braun) und Leukoxen sind im gesamten Gestein verteilt.

Modalbestand, Vol.-%: Schliff-Nr. G1c-16835

Klinopyroxen			Plagioklas		Grundmasse		Erz+Leuk	Gm-Rest
Cpx-rein	Amph-Umw	Klüfte	Plg-rein	Umw	Chl	Karb		
6.2	7.7	6.4	12.1	6.5	6.3	3.8	3.7	47.3
20.3			18.6					
38.9								

G4: Gabbro östlich des Schusterkogels

Das graugrüne Gestein wirkt sehr grobspätig. Meist wird es von einer braungelben Verwitterungskruste überzogen. Im Anschlag erkennt man sperrig angeordnete hellgrüne Leisten (Feldspat) von mehreren Millimetern, dazwischen hypidiomorphe, schwarze Minerale (Klinopyroxene, bis zu drei Zentimeter groß).

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Augit), Plagioklas (Albit), Amphibol (Aktinolith, aktinolithische Hornblende), Chlorit (Pyknochlor, Fe^{3+} -Chlorit), Karbonat, Albit, Sericit, Epidot/Klinozoisit, Quarz, Apatit, Orthit, opakes Erz und Leukoxen.

Das typisch intersertale Gefüge dieses Gabbros wurde vor der metamorphen Überprägung wohl hauptsächlich durch die Minerale Plagioklas, Klinopyroxen und Ilmenit aufgebaut. Jetzt ist dieses Gefüge lediglich durch reliktsche Mineralkerne bzw. deren pseudomorphe Umwandlungen in Ansätzen nachzuvollziehen.

Feldspat

Die hypidiomorphen Plagioklase (1.5mm-2.5mm) zeigen teilweise einen schönen Zonarbau. Der Kern ist hierbei einfach verzwillingt, außen schließt sich ein polysynthetischer Albitsaum an. Die häufigere Ausbildung ist eine feine bis grobe, polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz, Periklinverzwillingungen lassen sich jedoch auch beobachten. Die einzelnen Minerale sind tektonisch stark beansprucht, verbogen und oft ineinander verwachsen. Mikrosondenanalysen ergaben, daß es sich hier um vollständig albitisierte Plagioklase handelt. Karbonat und Chlorit mit blauen Interferenzfarben (Fe^{3+} -Chlorit) verheilt parakristallin die zerbrochenen Feldspatindividuen. Klüfte, sekundär mit xenomorphem Albit, seltener auch mit Karbonat verheilt, durchschlagen die Plagioklase. Die Sericitisierung der Albite beginnt meist vom Kern her. Daneben lassen sich Chloritisierung (IF: blau), Karbonatkörner und Übersprossung durch lange, idiomorphe Apatitnadeln mit Querbrüchen beobachten.

Einige größere pleochroitische Orthitminerale (bis 0.2mm) mit dem charakteristischen hohen Relief treten als autopneumatolytische Bildung

(TRÖGER, 1969) in den Plagioklasen und innerhalb der Chloritbereiche (siehe Text unten) auf. Als klassisches Beispiel läßt sich ein Orthit-zwilling mit feinkörnigem Epidotsaum, umgeben von einem radioaktiven Hof, beobachten.



Abb. 17: Orthitzwilling mit Epidotsaum innerhalb eines größeren Chloritbereiches. Mittelkörniger Gabbro (Schliff G4b-16839).

Klinopyroxen

Die Interferenzfarben der farblosen bis hellrosafarbenen, hypidiomorphen Klinopyroxene (1.4mm-2.5mm; Augit) variieren von grau bis orangegelb. Die Augite mit typischen Spaltrissen werden oft von den Plagioklasleisten 'durchspießt'.

Innere und randliche Umwandlungen: An den Klüften und randlich lassen sich Umwandlungen zu Chlorit (IF: blau), Karbonat und farblosem Amphibol mit hellgelben bis orangegelben Interferenzfarben beobachten. Die Amphibole sind entweder als strahliger Uralit oder in Form von breiteren Scheitern und Kopfbildern mit typischer Amphibolspaltbarkeit (Aktinolith) ausgebildet. Feine Epidot/Klinozoisitkörner sind als weitere Klinopyroxen-Sekundärprodukte zu nennen.

Die ursprünglichen Berührungsgrenzen der Augite und Plagioklase werden häufig durch einen feinen Filz aus Chlorit- und Sericitstrahlen, sowie Epidotgrus übersproßt.

Umwandlungsbereiche von überwiegend hellgrünem Chlorit (0.9mm-2.5mm) mit braunen bis blauen Interferenzfarben (Pyknochlor) füllen die Zwickel der Klinopyroxene und Plagioklase. Wirrstrahlige Amphibolnadeln (aktinolithische Hornblende bis Aktinolith) sowie wenige Klinozoisitkörner überlagern den Chlorit (siehe Abb. 41, S. 79).

Skelettartig ausgebildeter Ilmenit mit Leukoxenumwandlungen (0.9mm-1.5mm) bildet mit den Chloritbereichen Berührungsparagenesen.

Feinere Erzpartikel sind über das gesamte Gestein verteilt.

Modalbestand, Vol. %:

Klinopyroxen			Plagioklas	Grundmasse					
Cpx-rein	Amph-Umw	Klüfte	Plg-rein +Umw	Chl	Amph	Ep/K1-Zoi	Erz+Leuk	Akz	
17.4	4.0	4.1	61.4	5.9	2.3	0.3	4.2	0.4	
25.5									
86.9									

4.2.3.2 Pyroxenite

P3+P6: Pyroxenite aus dem Profil Bischof-Sonnspitze

Die graugrünen, massigen Pyroxenite lassen sich im Gelände durch ihre schalige Verwitterung in Form großer Kuppen gut von den anderen Gesteinen unterscheiden. Durch herausgewitterte Minerale erscheint die Oberfläche rau. Die mittelgrüne Grundmasse wird von dunkelgrünen bis schwarzen Pyroxenen durchsetzt. Sie sind oft idiomorph und erreichen eine Größe von bis zu einem Zentimeter. Ein bis mehrere Zentimeter breite Asbestbahnen (Klüfte) durchziehen die Gesteine. Daneben fallen Quarzknauer, vermischt mit Erz, auf.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Augit, Diopsid), Chlorit (Pyknochlor, Fe^{3+} -Chlorit, Mg-Chlorit), Amphibol (Aktinolith, Mg-Hornblende), Feldspat (Albit), Karbonat, Quarz, Sericit, Epidot/Klinozoisit, opakes Erz und Leukoxen.

Klinopyroxen-Phänokristalle in allen Umwandlungsstadien in umgewandelter, teilweise rekristallisierter Grundmasse. Amphibol-Asbest-Bahnen.

Klinopyroxene

Die farblosen bis hellrosafarbenen Klinopyroxene mit idiomorphen bis hypidiomorph-kantengerundeten Umrissen zeigen zum Teil gute Spaltrisse, teils sind sie in sich zerbrochen. Die Interferenzfarben erreichen maximal das Orangefila zweiter Ordnung, die Auslöschungsschiefen variieren zwischen 37° und 44° . In der Zusammensetzung handelt es sich um Diopsid, Endiopsid und Augit. Vor allem an den Schnitten $\perp$ der c-Achse lassen sich Zwillinge und Zonierungen beobachten. Die inneren (Klüfte und ganze Umwandlungsbereiche) und randlichen metamorphen Umwandlungen können in einzelnen Fällen bis zu einem 80%-igen Ersatz durch Sekundärminerale führen.

Innere Umwandlungen: Hellgrüner, schuppiger Chlorit mit braunblauen Interferenzfarben (Fe^{2+} -Mg-Chlorit bis Mg-Chlorit) sowie bärtig-faserige Verwachsungen von Chlorit (Pyknochlor) und Mg-Hornblende, zum Teil mit Epidotkörnern, treten als Kluftfüllungen innerhalb der Klinopyroxene auf. Ist der innere Zersatz weiter fortgeschritten, so lassen sich Umwandlungsbereiche folgender, wechselnder Zusammensetzung beobachten:

- Farbloser, flächiger Aktinolith mit hellgelben Interferenzfarben.
- Farblose, flächige Mg-Hornblende (IF: grau) als Matrix, darin parallel angeordnet braune bis olivgrüne, pleochroitische Amphibolleisten mit hellerem Rand mit wechselnden Anteilen von Chlorit (IF: vorwiegend braun; Mg-Chlorit), Quarz und Epidot.
- Hellgrüner Chlorit mit braunen und blauen Interferenzfarben (Pyknochlor), Netzstrukturen bildend, mit farblosem Amphibol (IF: gelb; Aktinolith) und Epidot durchsetzt. Dabei kommen Aktinolithscheiter mit hellerem Rand und idiomorphe Kopfbilder mit Spaltrissen vor.

Randliche Umwandlungen: Farbloser Aktinolith (bis Mg-Hornblende), teils als faseriger Uralit, teils mit idiomorphen Kopfbildern ist auch hier

als Hauptumwandlungsphase (1. Saum) zu nennen. Ein weiterer, feinfaseriger Saum mit niedrigen Interferenzfarben (grau bis gelb und braun) schließt sich dem zur Grundmasse hin an. Er besteht aus Chlorit und Amphibol, sowie Epidotgrus, Quarz und opaken Erzkörnchen.

Grundmasse

Die sehr feinkörnige Grundmasse (0.02mm-0.1mm) ist meist unregelmäßig und sehr erweichend. Der metamorphe Filz besteht aus Albit (zum Teil xenomorph, zum Teil als Leisten), feinen Mosaik-Quarz-Partien, Epidot und Klinkzoisit, feinstkörnigem Karbonat, Chloritschuppen mit vorwiegend braunen Interferenzfarben (selten blau), opakem Erz (teilweise auch Leukoxenumwandlungen) und wenigen Hellglimmernadeln (Sericit). Viel neugeprossener, farbloser Aktinolith (IF: gelb bis orangefarbig; 0.1mm-0.3mm) durchschlägt und überlagert das Ganze. Seine Ausbildung variiert von feinschuppig über strahlig (oft verbogen) bis zu breiteren Scheitern und idiomorphen Kopfbildern (vgl. Abb. 45, S. 82).

Einzelne größere, eingeregelter Chloritbereiche (1.2mm-1.8mm; IF: vorwiegend braun; Mg-Chlorit), sowie ab und zu eingeregelter Aktinolithnadeln verleihen der Grundmasse gelegentlich ein 'Fluidalgefüge' ohne bevorzugte Richtung.

Breite, ehemals wohl nur mit Quarz und Karbonat verfüllte Klüfte durchziehen das Gestein in etwa parallel zueinander. Innerhalb der Klüfte kann man Segregation von sehr viel hellgrünem, feinfaserigem Amphibol-Asbest mit grauen bis lilablauen Interferenzfarben beobachten. Dabei wird vornehmlich Quarz, weniger Karbonat verdrängt und überlagert. Idiomorphe Klinkzoisitsäulen mit anomal blauen Interferenzfarben konzentrieren sich innerhalb der Amphibol-Asbeste. Die erste, seitliche tektonische Beanspruchung der Kluft läßt sich aufgrund deformierter, unzulässig auslöschender Quarze mit 'tektonischen Druckstreifen' (AUGUSTHIS, 1979) deutlich belegen. Eine zweite, spätere Deformation senkrecht dazu führte zur faserig-filzigen Auslenkung des Amphibol-Asbestes in nur einer Richtung.

Parallel zu diesem zweiten Schub erfolgte auch die oben beschriebene Ausrichtung der Chlorit- und Aktinolithschuppen der Grundmasse. Innerhalb der Kluft lassen sich einzelne, eingeschuppte Grundmasseanteile beobachten.

Modalbestand, Vol. %:

Schliff-Nr. P3b-16846

Klinopyroxen			Grundmasse					
Cpx-rein	Amph-Umw, Rand	Klüfte	Amph	Chl	Ep	Qz+Fsp	Erz+Leuk	Asb-Kluft
26.5	6.8	12.1	23.3	15.1	3.9	5.6	6.7	+
45.4								

Schliff-Nr. P6b-15762

Klinopyroxen			Grundmasse
Cpx-rein	Amph-Umw	Klüfte	Gm-allg
30.8	14.4	5.4	49.4
50.6			

G5+G6: Pyroxenite zwischen Teufelssprung und Schusterkogel

Die graugrünen bis grauen Pyroxenite sind massig, teils leicht geschiefert. Sie werden fast ausschließlich von einer rostbraunen Verwitterungskruste überzogen. Hypidiomorphe, stets angewitterte Pyroxene bis Zentimetergröße bilden den Hauptanteil des Gesteins. In den geschieferten Partien erscheinen sie leicht eingeregelt. Daneben treten schwarze, unregelmäßig begrenzte Bereiche (bis zu 5mm groß; Chlorit) aus der feinkörnigen Grundmasse hervor.

Mineralbestand:

Klinopyroxen (Augit), Plagioklas (Albit, Labradorit), Amphibol (Tremolit, Aktinolith), Chlorit (Diabanit, Fe²⁺-Mg-Chlorit, Talk-Chlorit), Biotit, Sericit, Epidot, Apatit, opakes Erz und Leukoxen.

Als Phänokristalle hauptsächlich Klinopyroxen, daneben Plagioklas in einer sekundär veränderten Grundmasse.

Phänokristalle

Klinopyroxen

Die farblosen bis hellrosafarbenen Klinopyroxene (2mm-7mm; Augit) sind hypidiomorph bis xenomorph zerbrochen. Die Interferenzfarben erreichen maximal das Orangelila zweiter Ordnung. Undulöses Auslöschen der Minerale vom Rand zum Kern hin deutet auf die starke tektonische Beanspruchung hin. Die metamorphe Umwandlung ist in einigen Fällen so weit fortgeschritten, daß die eigentlichen Pyroxene nur noch als kleine Restbereiche innerhalb großer Formrelikte existieren.

Innere Umwandlungen: Folgende Sekundärminerale lassen sich als Kluftfüllungen und in inneren Umwandlungsbereichen beobachten:

- Chlorit, flächig bis feinnadelig, Interferenzfarben braun und blau (Fe^{2+} -Mg-Chlorit).
- Farbloser Aktinolith, feinstrahlig, schuppig, filzig, seltener mit gut ausgebildeten Spaltrissen (IF: gelb bis orangerot).
- Flecken von braunem, pleochroitischem Amphibol, zum Teil mit grünem Rand (IF: braunrot, meist zusammen mit opaken Erzkörnern).
- Wenig xenomorpher Albit und Epidotkörner.

Randliche Umwandlungen: Die äußeren Reaktionssäume der Augite setzen sich aus reichlich strahligem, farblosem bis hellgrünem Amphibol (Uralit) mit grauen bis orangelilafarbenen Interferenzfarben (Tremolit bis Aktinolith), teils auch in Form idiomorpher Kopfbilder, sowie Chlorit (IF: meist braun; unter anderem Diabanit), Albit, wenig Epidot und Karbonatkörnern zusammen. Dabei läßt sich folgende Zweiteilung beobachten: Ein innerer Saum, bestehend aus schuppigem bis radialstrahligem Chlorit, Karbonat, Epidot/Klinozoisit und Albit wird von einem äußeren, fast reinen Amphibolsaum mit deutlichen Spaltrissen der Individuen umgeben (Abb. 18).

Plagioklas

Neben den Augiten kommen in den Pyroxeniten wenige, albitisierte Plagioklas (2.5mm-5mm) als Phänokristalle vor. Es handelt sich um hypidiomorphe, randlich korrodierte Leisten mit feiner bis grober, polysynthetischer

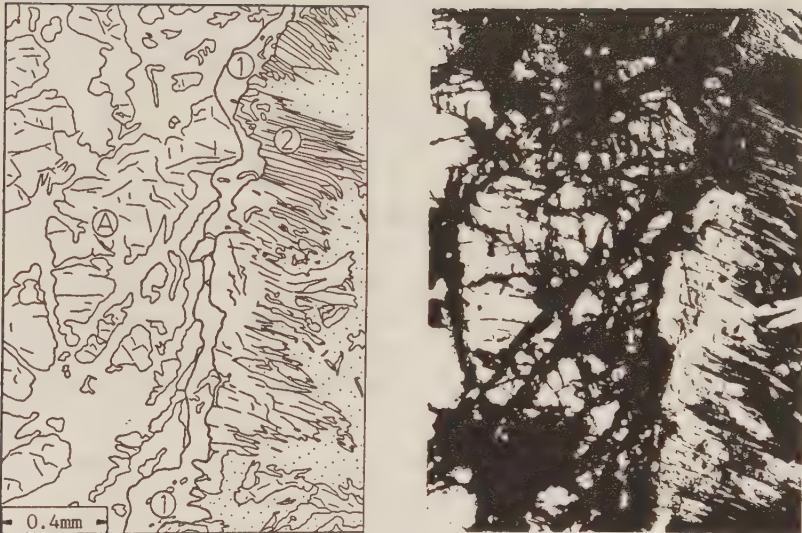


Abb. 18: Erheblich umgewandelter Augit (A) mit innerem Saum (1), bestehend aus Chlorit, Karbonat, Epidot/Klinozoisit und Albit und äußerem Saum (2) aus Amphibol (Tremolit-Aktinolith). Pyroxenit (Schliff G5b-16840, xN - links Zeichnung, rechts Photo).

Verzwilligung nach dem Albit- und Periklingesetz. Sie sind tektonisch stark beansprucht, zerbrochen und parakristallin versetzt durch Karbonat- und Albitklüfte oder auch Chlorit-Albit-Klüfte wieder verheilt. Reichlich Sericit und Chloritnadeln, sowie Karbonat und Amphibolbüschel bilden ein sekundäres Interngefüge der Feldspäte.

Sowohl die Klinopyroxene als auch die Plagioklase folgen bis auf wenige Ausnahmen keiner Regelung im Gestein.

Unregelmäßig begrenzte, feinschuppige, hellgrüne Chloritbereiche (IF: vorwiegend braun; Mg-Chlorit) mit eingeregelter, verfalteten, feinen Aktinolithnadeln fallen durch ihre Größe (1.5mm-3.1mm) neben den porphyrischen Mineralen auf.

Grundmasse

Die sekundär veränderte Grundmasse (0.04mm-0.16mm) besteht vorwiegend aus feinnadeligem bis schuppigem Chlorit (IF: vorwiegend braun), strahligen bis schuppigem Amphibol mit gelben bis orangefarbenen Interferenzfarben (Tremolit bis Aktinolith) sowie wenigen sericitisierten Albitleisten, Quarz, Karbonat, opakem Erz und Leukoxen. Dabei wechseln stärker Chlorit-betonte Partien (IF: braun und blau; unter anderem Talk-Chlorit) mit mehr Amphibol-betonten. In den Bereichen mit Chloritvormacht erkennt man einzelne Balken und Strahlen von braungrünem, pleochroitischem Biotit, ebenso idiomorphe Apatitnadeln mit Querbrüchen. Wenige größere neugesproßte, gut ausgebildete Leisten und Kopfbilder von Aktinolith (IF: bis lilablau; 0.3mm-0.6mm) durchspießen die Grundmasse. Grundmassenbereiche ohne jede Regelung wechseln mit solchen, in denen die Matrix mit ihrem feinnadeligen Anteil die Klinopyroxene zu 'umfließen' scheint.

Modalbestand, Vol. %:

Schliff-Nr. G5b-16840

Klinopyroxen			Plg	Grundmasse			
Cpx-rein	Amph-Umw	Klüfte		Amph-Strahlen, groß	Chl	Erz+Leuk	Gm-Rest
16.6	19.4	4.8	1.2	9.9	2.1	0.5	45.5
40.8							
			42.0				

Schliff-Nr. G6a-14763

		Grundmasse			
Cpx incl. Umw	Plg	Chl-groß	Amph-groß	Erz+Leuk	Gm-Rest
28.5	3.7	12.0	-	-	55.8
32.2					

Schliff-Nr. G6b-16842

		Grundmasse			
Cpx incl. Umw	Plg	Chl-groß	Amph-groß	Erz+Leuk	Gm-Rest
14.9	3.1	10.6	19.4	4.4	47.6
18.0					

5. UNTERSUCHUNGEN MIT DER ELEKTRONENSTRAHLMIKROSONDE - MINERALBESTIMMUNG -

5.1 Einführung

Bei den Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde wurden folgende Schwerpunkte gesetzt:

1. Bestimmung des Chemismus der Phänokristalle (Klinopyroxen, Plagioklas, Hornblende). Damit lassen sich Rückschlüsse auf die chemische Zusammensetzung des Magmas ziehen.
2. Analyse der Zonierung Ti-führender Klinopyroxene.
3. Identifizierung der meist sehr feinfaserigen metamorphen Umwandlungsprodukte der Klinopyroxene, da sich diese Mineralneubildungen entweder gar nicht oder nur unzureichend, d.h. mit Fehldeutungen (siehe S. 64 + S. 83) untersuchen lassen.
4. Untersuchung metamorpher, in der Regel feinfaseriger, Sekundärbildungen innerhalb der Grundmasse und in Klüften.

Wie im mikroskopischen Teil wird jede Probe einzeln bearbeitet, wobei zuerst die Ergebnisse der Mineralmessungen (bei den basaltischen Laven die Phänokristalle), dann die Analysen der Kluftfüllungen (oder Mineralisationen) und schließlich die Untersuchungen der randlichen Umwandlungen besprochen werden. Minerale, die innerhalb der Grundmasse analysiert wurden, stehen jeweils am Ende der Beschreibung einer Probe. Im übrigen wird die Reihenfolge nach Kapitel 3.2.2, also Laven - Gabbros - Pyroxenite eingehalten.

In den Abbildungen zur Bestimmung des Chemismus der Phänokristalle wurden immer sämtliche Analysen einer Probe geplottet (Anzahl der Analysen siehe Tab. 2, 3, 4). Durch nahezu identische Gehalte überdecken sich jedoch in vielen Fällen mehrere Punkte.

Die Klinopyroxene wurden nach POLDERVAART & HESS (1951) benannt (Abb. 19).

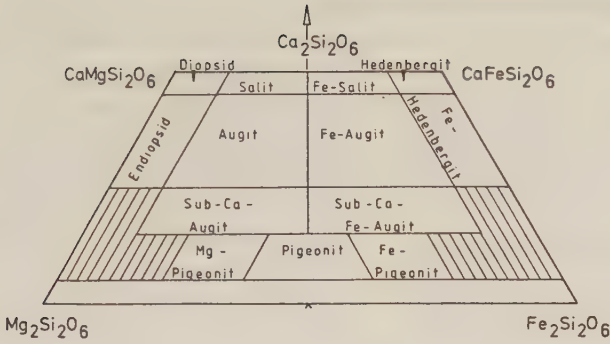


Abb. 19: Klinopyroxen-Nomenklatur nach POLDERVAART & HESS (1951).

5.2. Vulkanite (Basalte)

Schichtlava P1 (Tholeiit)

Klinopyroxen: Endiopsid bis Augit; Ti-Pyroxen-Zonierung

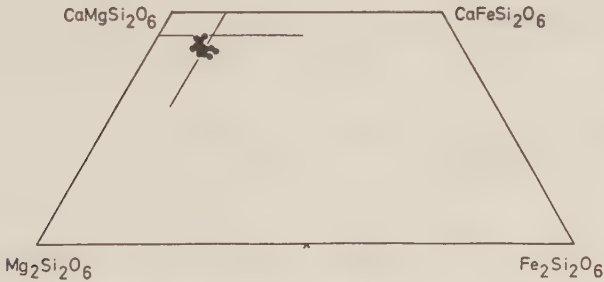


Abb. 20: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Schichtlava P1: Endiopsid bis Augit.

Es wurden Meßprofile durch mehrere Minerale gelegt. Die Analysenergebnisse deuten auf einen relativ einheitlichen Chemismus, sie liegen durchweg im Feld der Endiopside. Lediglich ein Korn zeigt Unterschiede. Es handelt sich hier um ein typisches Beispiel eines Ti-führenden Klinopyroxens mit Sanduhrstruktur, wobei die Kopfsektoren aus Augit, die Seitensektoren aus Endiopsid bestehen (siehe Kap. 5.3, S. 72, Abb. 33).

Kluftfüllung: Chlorit (Pyknochlor)

Angelöster Innenbereich: Endiopsid

Die angelöste Stelle innerhalb des Pyroxens zeigt keine wesentlichen Unterschiede in der Zusammensetzung. Lediglich MgO , Al_2O_3 und TiO_2 fallen gegenüber den übrigen Gehalten gering ab während der Na_2O -Gehalt höher liegt.

Metamorpher Umwandlungsrand, Übergang zur Grundmasse:

Aktinolith; Chlorit (Pyknochlor)

Feinfaseriger, strahliger Aktinolith wird zur Grundmasse hin von Pyknochlor-Partikeln durchsetzt (Abb. 29, S. 70).

Schichtlava S2 (Tholeiit)

Klinopyroxen der Grundmasse: Diopsid bis Augit

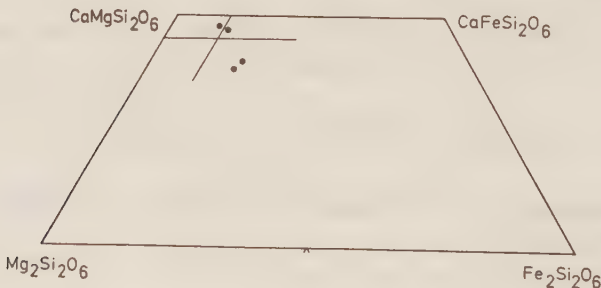


Abb. 21: Zusammensetzung der Klinopyroxene (der Grundmasse) der Schichtlava S2: Diopsid bis Augit.

Die Analysen der Klinopyroxene unterscheiden sich deutlich. Ein Trend ist nicht feststellbar.

Schichtlava P2/3 (Alkalibasalt)

Klinopyroxen: Salit - Augit - Diopsid

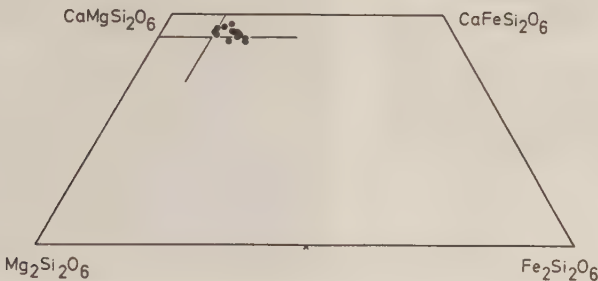


Abb. 22: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Schichtlava P2/3: Hauptsächlich Salit, daneben Diopsid und Augit.

Die Meßwerte streuen im Feld der Salite unter Berührung des Diopsidfeldes und des Augitfeldes. Auffallend ist, daß in einem Fall die SiO_2 -Gehalte zum Rand hin drastisch abnehmen, in einem anderen Beispiel MnO und FeO^* steigen, Cr_2O_3 jedoch fällt.

Kluftfüllungen: Chlorit (Pyknochlor, Talk-Chlorit)

Metamorpher Umwandlungsrand:

- Chlorit (Pyknochlor); Chlorit - Amphibol

Ein schmaler Chloritrand (Pyknochlor) wird durch einen feinnadeligen, breiteren Bart eines Amphibol-Chlorit-Gemisches (meßtechnisch nicht auflösbar) zur Grundmasse hin abgelöst.

- Titanit

Ein in sich schon stark zersetzter Salit wird durch einen Saum von

Titanitkörnern gegen die Grundmasse hin abgegrenzt (Abb. 23).



Abb. 23: Oberer Bildbereich: Erheblich angegriffener Salit (S), randlich von Titanit (T) umsäumt.
Unterer Bildbereich: Feinnadelige Verwachsungen von Aktinolith (A) und Chlorit (Pyknochlor, Diabanit) (C) durchziehen als Schlieren die Grundmasse. Porphyrkörnige Schichtlava (Schliff P2/3-M - links Zeichnung, rechts Photo).

Klüfte, Schlieren innerhalb der Grundmasse:

Aktinolith; Chlorit (Pyknochlor, Diabanit)

Feinste, nadelige Verwachsungen durchziehen als Schlieren die Grundmasse (Abb. 23). Die von der Mikroskopie herrührende Annahme, daß es sich um metamorphe Umwandlungen zu Mineralen der Serpentinegruppe handelt, wurden durch die Mikrosondenuntersuchungen widerlegt. Es wurde nachgewiesen, daß es sich um Aktinolith und Chlorit (Pyknochlor, Diabanit) handelt.

Schichtlava P5 (Tholeiit)

Klinopyroxen: Endiopsid

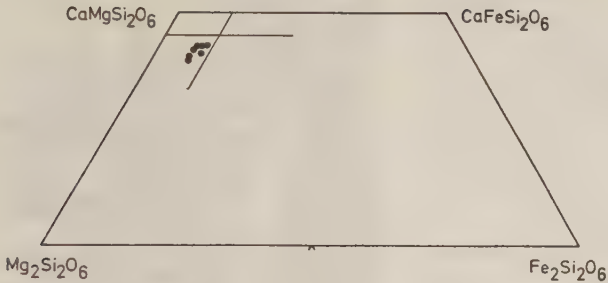


Abb. 24: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Schichtlava P5: Endiopsid.

Die Analysen der Meßprofile sind relativ homogen.

Kluftfüllungen: Aktinolith; Chlorit (Rhipidolith, Chlorit mit hohem Ca-Gehalt)

Schmalere Klüfte (1) werden durch Aktinolith oder Rhipidolith verfüllt, breitere (2) durch Aktinolith mit Querfasern von Ca-reichem Chlorit (Abb. 25).

Metamorpher Umwandlungsrand: Aktinolith; Chlorit (Pyknochlor)

Der Umwandlungsrand ist meist vom relativ frischen Klinopyroxenkern klar abgegrenzt. Er besteht entweder aus reinem, flächigem Aktinolith oder aus einem feinen, Erz-durchsetzten Gemisch aus Aktinolith und Pyknochlor (Abb. 25).

Pillow-Lava P4 (Tholeiit)

Plagioklas: Rastermessung: Albit (siehe Abb. 39, S. 78).

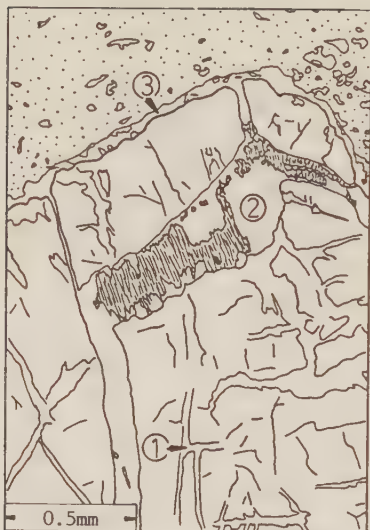


Abb. 25: Stark klüftiger Endiopsid mit Umwandlungsrand. (1): Schmale Kluft: Aktinolith; (2): Breite Kluft: Aktinolith mit Querfasern von Ca-reichem Chlorit; (3): Umwandlungsrand: Erz-durchsetzte Verwachsungen von Aktinolith und Pyknochlor. Porphyrkörnige Schichtlava P5 (Schliff P5-M, xN - links Zeichnung - rechts Photo).

Die Plagioklase sind durchweg vollständig albitisiert.

Klinopyroxen: Diopsid - Augit - Salit (Abb. 26)

Kluftfüllungen:

- Mg-Hornblende: Feine, gerade verlaufende Kluft im sonst rein erscheinenden Pyroxen.
- Albit, Aktinolith: Kluftdreieck, bestehend aus xenomorphem Albit und Aktinolithnadeln.

Metamorpher Umwandlungsrand: Amphibol (Aktinolith, aktinolithische Hornblende); Feldspat (Albit, Oligoklas)

Schmale, abgegrenzte Ränder, bestehend aus Feldspat (Albit oder Oligoklas)

und/oder Chlorit (Diabanit) und/oder aktinolithischer Hornblende gehen zur Grundmasse hin in diffuse, feinnadelige Verwachsungen von Aktinolith und Oligoklas über.

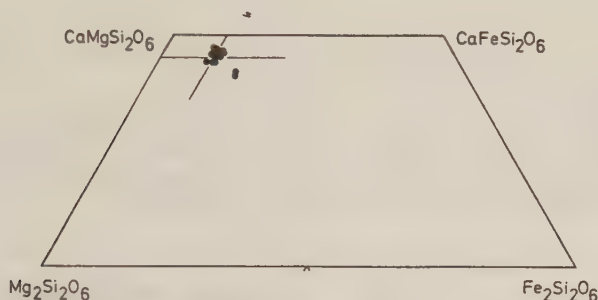


Abb. 26: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Pillow-Lava P4: Es handelt sich vorwiegend um Diopsid, einige Analysen streuen auch im Feld der Salite und Augite.

Pillow-Lava G2 (Tholeiit)

Plagioklas: Albit

Es wurden Rastermessungen und Meßprofile an den einzelnen Zwillingslamellen der Plagioklase durchgeführt. Es ergaben sich Meßpunkte im Feld der Albite (siehe Abb. 39, S. 78).

Klinopyroxen: Augit (Endiopsid); Ti-Pyroxen-Zonierung

Minerale ohne Zonierung sind in ihrer chemischen Zusammensetzung relativ einheitlich (Abb. 27). Auf die chemische Zusammensetzung zonierter Minerale (Ti-führender Augite) soll unter Kap. 5.3 näher eingegangen werden.

Angelöster Innenbereich: Der in seiner Interferenzfarbe vom übrigen Mineral hervortretende 'angelöste Bereich' (1) unterscheidet sich chemisch kaum von reinen Bereichen. Lediglich der FeO^* -Gehalt ist etwas geringer (Abb. 28).

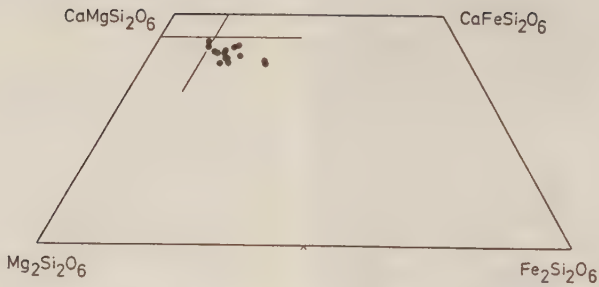


Abb. 27: Zusammensetzung der Klinopyroxene der Pillow-Lava G2: Der überwiegende Teil der Analysen streut im Augitfeld.



Abb. 28: Augit (A), von Plagioklas (Albit) (P) randlich berührt und ophitisch durchsproßt. (C): Chloritflecken innerhalb der Pyroxene. (1): Angelöster Bereich. Pillow-Lava G2 (Schliff G2-M, xN - links Zeichnung, rechts Photo).

Farblose, die Augite ophitisch durchsetzende Leisten:

Feldspat (Albit) (siehe Abb. 39)

Randzone der Augite (Übergang zur Grundmasse):

Feldspat-Glimmer-Gemisch

5.3 Über die Zonierung Ti-führender Klinopyroxene

Vorweg sei hier bemerkt, daß die in der Literatur beschriebenen Augite teilweise erheblich höhere TiO_2 -Gehalte (TRACY & ROBINSON (1977): Bis zu 8.8% TiO_2) als die hier beschriebenen Gesteine (TiO_2 bis 2.9%) aufweisen.

Im Falle dieser Arbeit handelt es sich also nicht um typische Ti-Augite (TiO_2 -Gehalte $>3\%$), die auf alklibasaltische Magmen beschränkt sind (TRÖGER, 1969; HATCH et al., 1983), sondern um Ti-führende Klinopyroxene. Dennoch konnte das Phänomen der Zonierung gut beobachtet und die Ergebnisse mit denen der Literatur korreliert werden.

In den Proben P1, P2, P2/3, P5, G2 und P3 wurden mit dem Mikroskop unter gekreuzten Nicols Zonierungen, typisch für Ti-führende Klinopyroxene, nachgewiesen. Besonders schöne Beispiele fanden sich in P1 und G2. Diese wurden mit der Elektronenstrahlmikrosonde speziell untersucht.

Die Schichtlava P1 (Tholeiit)

zeigt ein typisches Beispiel einer Sanduhrstruktur eines Ti-führenden Augites, der in der (101)-Ebene angeschnitten ist (Abb. 29).

Nach WASS (1973) sind sich gegenüberliegende Sektoren sowohl optisch als auch chemisch identisch. Das Kristallwachstum sich gegenüberliegender Sektoren geschieht immer gleichzeitig unter Verzögerung der anderen beiden Sektoren.

Um die chemischen Veränderungen besser erfassen zu können wurden Meßprofile durch die einzelnen Sektoren des Augitminerales (Abb. 29) gelegt. Dabei ergaben die Mikrosondenanalysen, daß in den Seitensektoren (2) gegenüber der Kopfsektoren (1) (vgl. Abb. 29) die Gehalte an SiO_2 (51% $\rightarrow$ 48.4%), MnO (0.18% $\rightarrow$ 0.08%), FeO^* (7.78% $\rightarrow$ 6%) und Na_2O (0.63% $\rightarrow$ 0.28%) fallen, die TiO_2 -Gehalte (0.78% $\rightarrow$ 1.32%), Cr_2O_3 -Gehalte (0.27% $\rightarrow$ 0.83%) und Al_2O_3 -Gehalte (3.4% $\rightarrow$ 5.2%) jedoch ansteigen (Abb. 31).



Abb. 29: Ti-führender Augit mit typischer Sanduhrstruktur. Sich gegenüberliegende Sektoren (1) und (2) sind optisch und chemisch identisch. Uralitische Umwandlungen (Aktinolith) (A), durchmischt mit Chlorit (Pyknochlor) (P) bilden Bärte an dem Klinopyroxen. (K): Kluft, gefüllt mit Pyknochlor. Schichtlava P1 (Schliff P1-M, xN - links Zeichnung, rechts Photo).

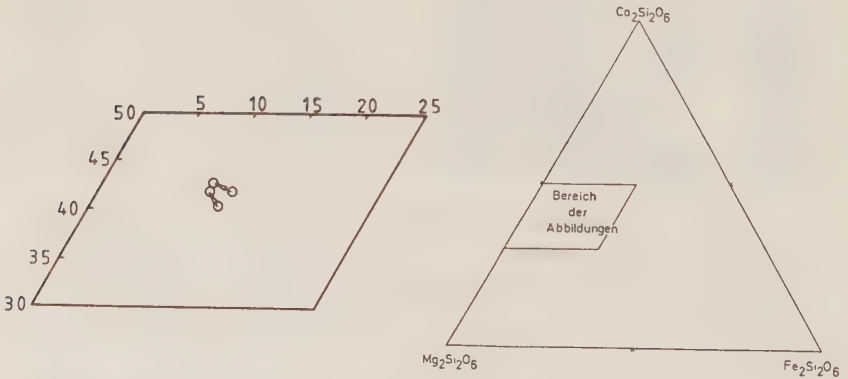


Abb. 30: Chemismusveränderungen von den Kopfsektoren zu den Seitensektoren (in Pfeilrichtung). Nach OFFLER (1979). Schichtlava P1.

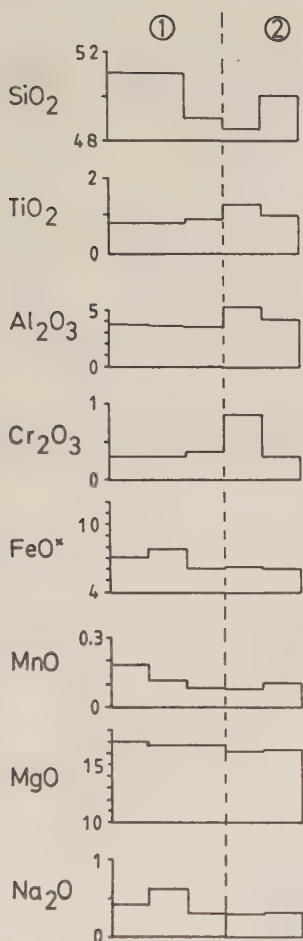


Abb. 31: Veränderungen im Chemismus der Kopfsektoren (1) gegenüber den Seitensektoren (2) im Ti-führenden Augit der Schichtlava P1. Angaben in Prozent.

Die Pillow-Lava G2 (Tholeiit)

zeigt zwei Beispiele von Zonierungen an Schnitten senkrecht zur c-Achse (Abb. 32 und Abb. 33), wobei in der Abb. 33 besonders schön das typische Kopfbild eines Ti-Augites (vgl. TRÖGER (1971), S. 76) zu beobachten ist.

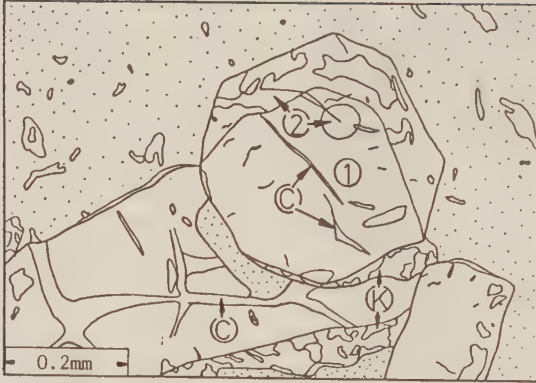


Abb. 32: Klinopyroxenansammlung, durchzogen von Chlorit- (C) und Karbonatklüften (K). An dem Mineral im oberen Bildbereich (Schnitt $\perp$ der c-Achse) kann man typische Zonierungen Ti-führender Pyroxene erkennen. (1): Innensektor, (2): Außenrand. Pillow-Lava G2 (Schliff G2-M, xN).

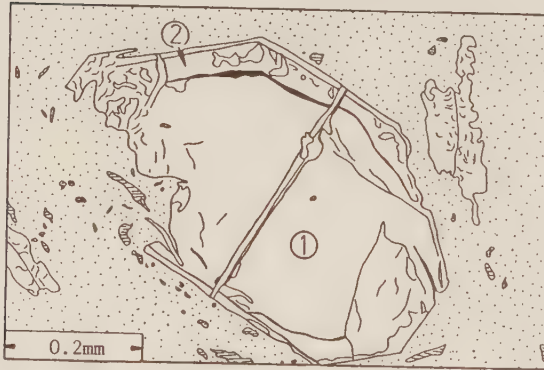


Abb. 33: Zonierter Klinopyroxen-Kopfbildzwillung. Kern (1): Endiopsid; Rand (2): Augit. Pillow-Lava G2 (Schliff G2-M, xN).

Bei Abb. 32 weist der Außenrand des Augites (2) gegenüber dem Innensektor (1) erniedrigte Gehalte an SiO_2 ($51\% \rightarrow 49.7\%$) und MgO ($17\% \rightarrow 16.1\%$) und erhöhte Werte für TiO_2 ($0.82\% \rightarrow 1.26\%$), Al_2O_3 ($2.5\% \rightarrow 3.1\%$) und FeO^*

(7.5% → 9.85%) auf (Abb. 34a).

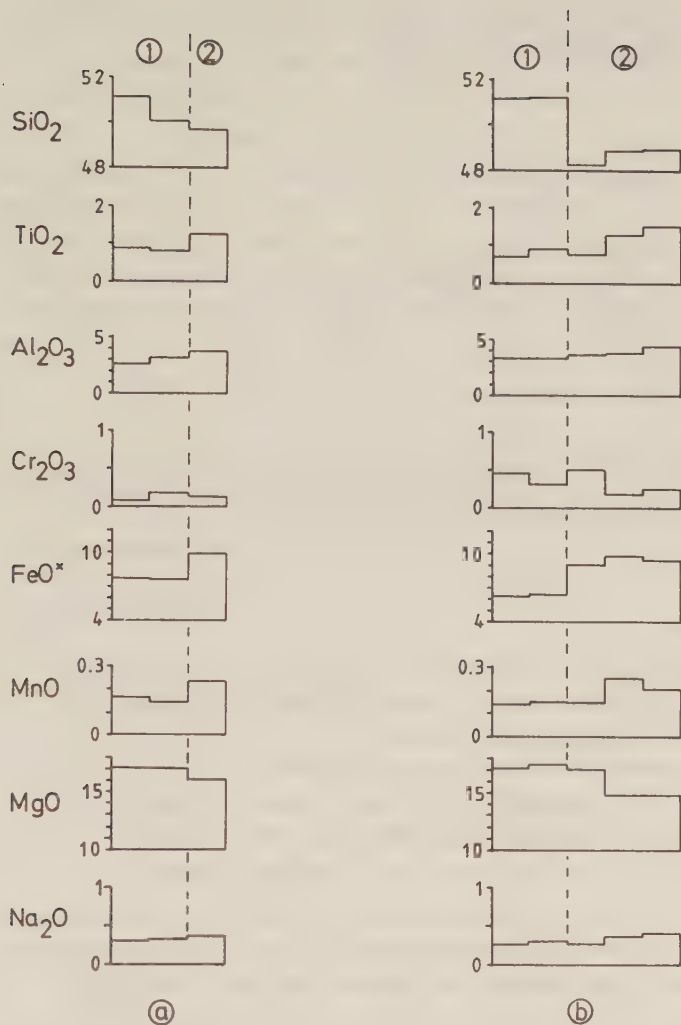


Abb. 34: Chemismusveränderungen Ti-führender Klinopyroxene am Beispiel der Pyroxene der Abb. 32 (a) und der Abb. 33 (b). (1): Innen-sektor bzw. Kern; (2): Außenrand. Angaben in Prozenten. Pillow-Lava G2.

Bei Abb. 33 fallen die Werte für SiO_2 (51.1% → 48%) und MgO (17.2% → 14.7%) vom Kern (1) zum Rand (2) hin (vgl. Abb. 33), TiO_2 (0.7% → 1.5%), Al_2O_3 (3.2% → 3.95%) und FeO^* (6.2% → 9.6%) steigen an (Abb. 34b). Bedingt durch die deutliche Zunahme des FeO^* ist der Kern in Abb. 33 als Endiopsid, der Rand als Augit anzusprechen.

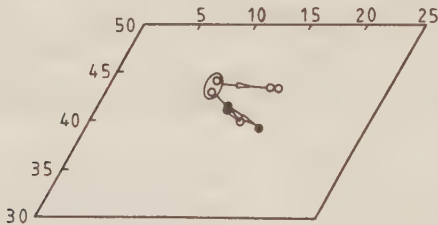


Abb. 35: Chemismusveränderungen an zonierten Klinopyroxenen vom Kern zum Rand hin (in Pfeilrichtung). ● entspricht Cpx aus Abb. 32, ○ entspricht Cpx aus Abb. 33. Bereich des Ausschnittes siehe Abb. 30. Nach OFFLER (1979). Pillow-Lava G2.

Zusammenfassung

Für die Ti-führenden Klinopyroxene der tholeiitischen Laven P1 und G2 läßt sich als gemeinsames, für alle Beispiele zutreffendes, Kriterium bei der Zonierung folgendes feststellen:

Die SiO_2 - und MgO -Gehalte nehmen von einem zum anderen Sektor ab (Bsp. P1: Kopfsektor → Seitensektor; Bsp. G2: Kern → Rand), TiO_2 und Al_2O_3 dagegen steigen an. Zusätzlich dazu nimmt bei den Abb. 32 und Abb. 33 der FeO^* -Gehalt von einem zum anderen Sektor zu (Kern → Rand).

Die durch Unterschiede in der Doppelbrechung und Dispersion hervorgerufenen Sektorengrenzen unter gekreuzten Nicols (WASS, 1973) stehen daher in unmittelbarem Zusammenhang mit der Änderung der SiO_2 -, MgO -, TiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte. Ebenso muß eine Änderung von FeO^* signifikant sein.

Entstehung zonierter Ti-Augite

Nach TRACY & ROBINSON (1977) ist für die Bildung von Ti-Augiten ein geringer SiO_2 -Gehalt ein wichtiger Faktor, da die meisten Ti-Augite in alkalireichen, siliciumarmen Magmatiten vorkommen. Die Uhrglaszonierung

entsteht nach DOWTY (1976), HOLLISTER & GANCARZ (1971) und WASS (1973) dadurch, daß

1. bestimmte Ionen in einem Sektoren-Paar bevorzugt eingebaut werden,
2. das Kristallwachstum (im Vergleich zur Diffusionsgeschwindigkeit in der Schmelze) so rasch erfolgt, daß für den Einbau in den anderen beiden Sektoren ein Unterangebot an diesen Ionen besteht.

Die ansteigende Farbintensität von Ti-Augiten hängt von dem damit gekoppelten Austausch von Al gegen Si in den Tetraederplätzen und Ti^{3+} in den M1-Plätzen ab.

Zur Entstehung von Ti-Augiten ist daher ein spezielles Ausgangsmagma (alkalireich, TAKLA (1982)) sowie schnelle Kristallisation zusammen mit einem geförderten metastabilen Kristallwachstum erforderlich.

5.4 Gabbros

Hornblende-Gabbro P2

Klinopyroxen: Salit

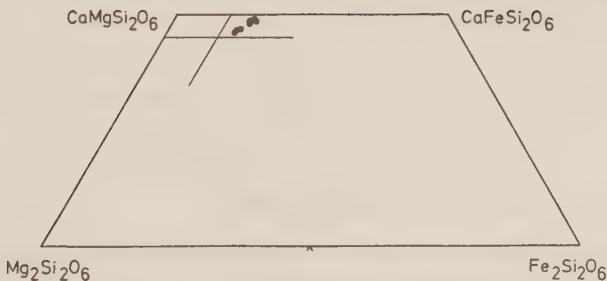


Abb. 36: Zusammensetzung der Klinopyroxene des Hornblende-Gabbros P2: Salit.

Die Analysen streuen im Feld der Salite, wobei ein Trend innerhalb der

gemessenen Profile nicht feststellbar ist. Auffällig ist der hohe TiO_2 -Gehalt (bis 4.1%) und der hohe Al_2O_3 -Gehalt (bis 8.8%) der Klinopyroxene.

Amphibol: Hornblende (Kaersutit)

Meßprofile durch zwei Minerale zeigen, daß es sich bei den Hornblenden um Ti-reiche Calcium-Amphibole, also Kaersutite handelt. Auch der in der Eigenfarbe hervorstechende grüne Rand einiger Individuen ist geochemisch dem Innern nahezu gleich (Abb. 37).



Abb. 37: Braune, pleochroitische Kaersutitminerale (K) mit grünem Rand (R), Spaltrissen und Internstruktur. Hornblende-Gabbro P2 (Schliff P2-M).

Gabbro G1

Plagioklas: Albit bis vollständige Verglimmerung

Die Mikrosondenanalysen der stark angegriffenen Plagioklase ergaben eine restlose Albitisierung der Minerale (siehe Abb. 39, S. 78). In einigen Fällen konnte nur noch eine vollständige Verglimmerung nachgewiesen werden.

Klinopyroxen: Diopsid - Salit (Abb. 38)

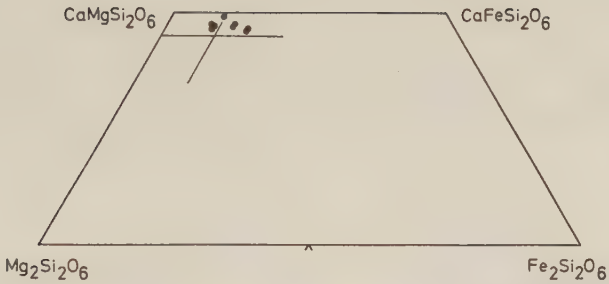


Abb. 38: Zusammensetzung der Klinopyroxene des Gabbros G1: Die Werte streuen im Diopsid- und Salitfeld.

Die Analysen sind in sich relativ uneinheitlich. Innerhalb der Meßprofile durch die einzelnen Minerale läßt sich ein Trend nicht feststellen.

Kluftfüllung: Karbonat

Metamorpher Umwandlungsrand: Aktinolith; Albit

Randlich gehen die Klinopyroxene ohne deutliche optische Unterscheidbarkeit in Aktinolith über. Dem schließt sich ein Saum von Albit an.

Gabbro G4

Plagioklas: Rastermessung: Albit (siehe Abb. 39)

Klinopyroxen: Augit (Abb. 40)

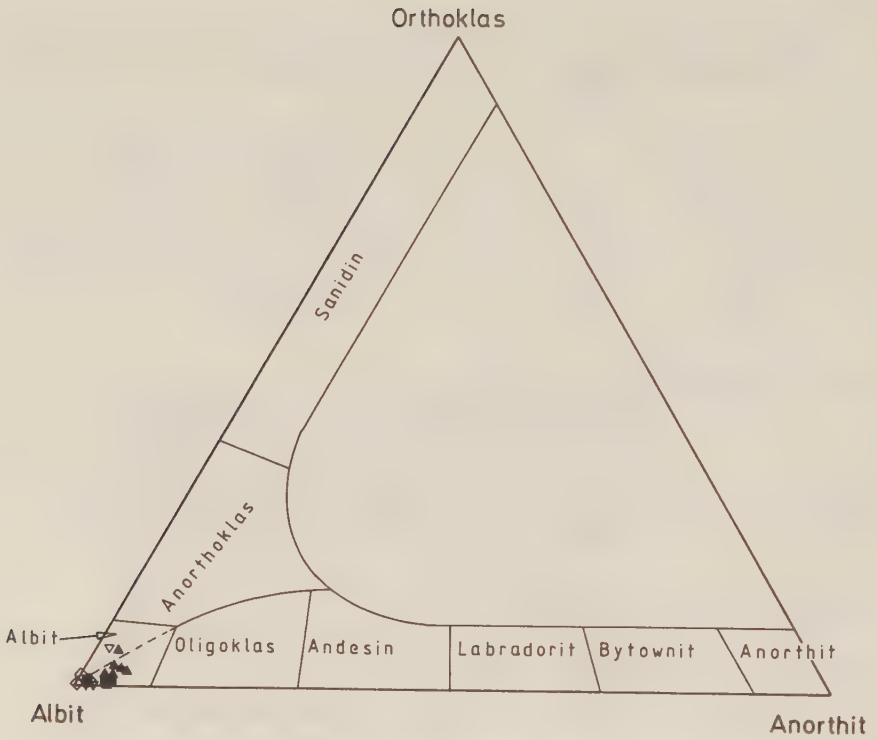


Abb. 39: Chemismus der untersuchten Feldspäte. Sämtliche Analysen streuen im Feld der Albite, wobei sich besonders die Werte der Proben G1, G4 und P4 im äußersten Bereich des Albitfeldes konzentrieren und so eine Überdeckung zustande kommt. -■ P4-◇ G1-▲ G2-▽ G4-

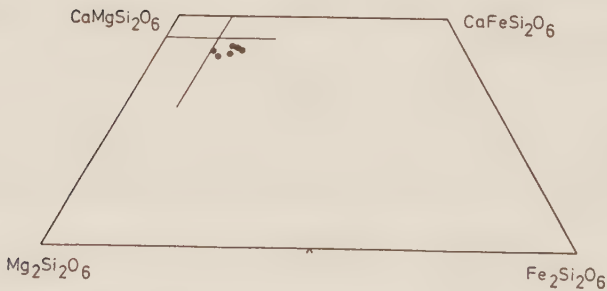


Abb. 40: Zusammensetzung der Klinopyroxene des Gabbros G4: Augit.

Umsetzungsbereiche in den Zwickeln der Plagioklase und Klinopyroxene:

Chlorit (Pyknochlor); Amphibol (Aktinolith bis aktinolithische Hornblende)

Die Zwickelfüllungen der Plagioklase und Klinopyroxene bestehen häufig aus Pyknochlor, der von Nadeln aus Aktinolith und aktinolithischer Hornblende wirr durchsprößt wird.



Abb. 41: Aktinolith und aktinolithische Hornblende (A) in einer Matrix aus Chlorit (Pyknochlor) (C) als Zwickelfüllung stark angegriffener Plagioklase (P) mit Interngefüge, bestehend aus Chlorit, Epidot, Aktinolith und Sericit. Mittelkörniger Gabbro G4 (Schliff G4b-16839, xN - links Zeichnung, rechts Photo).

5.5 Pyroxenite

Pyroxenit P3

Klinopyroxen: Diopsid

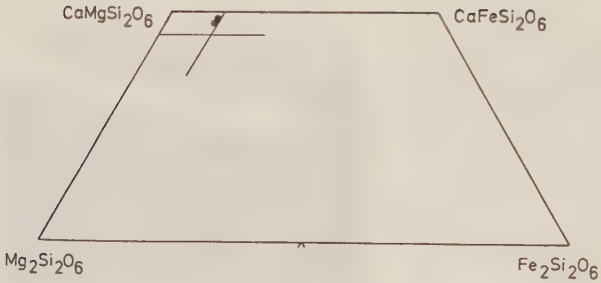


Abb. 42: Zusammensetzung der Klinopyroxene des Pyroxenits P3: Diopsid.

Pyroxenit P6

Klinopyroxen: Augit bis Endiopsid

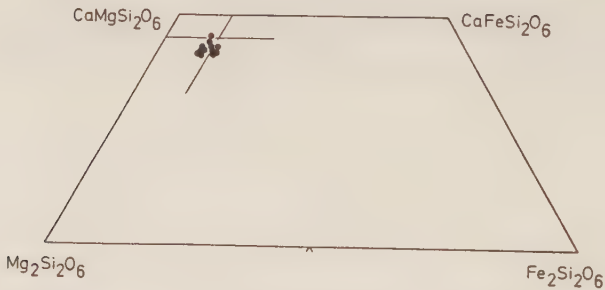


Abb. 43: Zusammensetzung der Klinopyroxene des Pyroxenites P6: Die Analysen liegen im Grenzbereich zwischen Diopsid- und Augitfeld.

Die Meßwerte streuen im Feld der Augite bis Endiopside. Die Analysen sind in sich relativ uneinheitlich. Bei einem Meßprofil durch ein Korn ist der Kern als Endiopsid, der Rand als Augit einzustufen. Hier fällt Al_2O_3 und Cr_2O_3 zum Rand hin ab, TiO_2 und FeO^* steigen. Bei den übrigen Mineralen läßt sich ein Trend nicht beobachten.

Metamorpher Umwandlungsrand: Amphibol (Aktinolith, Mg-Hornblende); Albit;
Quarz; Chlorit

Dem reinen Pyroxenkern schließt sich ein Umwandlungssauman, der von Pyroxen-Amphibol-Gemischen (PA) über Aktinolith (A), Mg-Hornblende (H) bis zu Chlorit (C), Quarz und Albit als Bestandteile führen kann (Abb. 44).

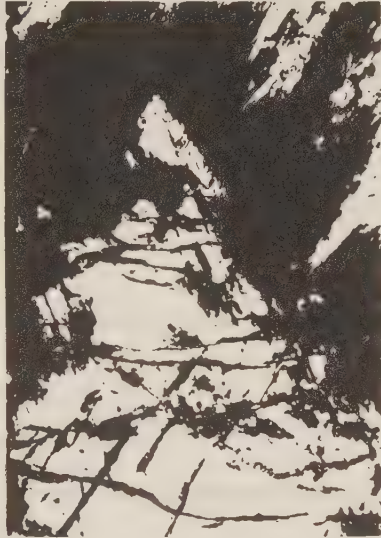
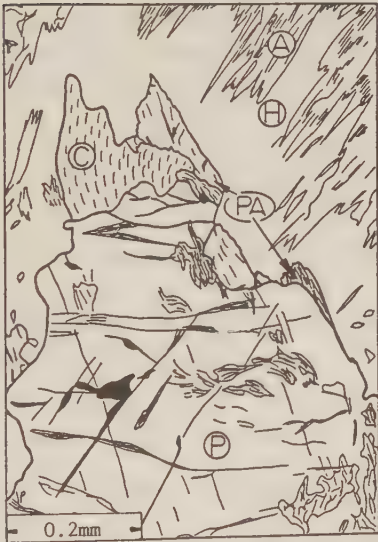


Abb. 44: Klinopyroxen (P) mit zahlreichen Klüften. Der metamorphe Umwandlungsrand besteht aus einem Pyroxen-Amphibol-Gemisch (PA), Chlorit (C), Mg-Hornblende (H) und Aktinolith (A). Pyroxenit P6 (Schliff P6-M, xN - links Zeichnung, rechts Photo).

Metamorphe Umwandlungsbereiche innerhalb der Grundmasse: Chlorit (Pyknochlor); Aktinolith

Innerhalb der Grundmasse treten einzelne größere Bereiche auf, deren Matrix aus Pyknochlor (P) besteht. Diese werden teils von idiomorphem Aktinolith (A) durchsproßt bzw. überlagert (Abb. 45).

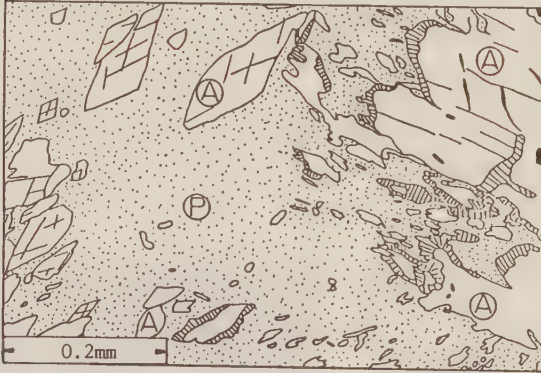


Abb. 45: Umwandlungsbereiche innerhalb der Grundmasse: Eine Matrix aus Pyknochlor (P) wird von teils idiomorphem Aktinolith (A) (IF: gelb bis orangegelb mit farblosem Rand ) durchsproßt bzw. überlagert. Pyroxenit P6 (Schliff P6-M, xN).

Pyroxenit G5

Klinopyroxen: Augit (Abb. 46)

Metamorpher Umwandlungsrand: Chlorit (Diabanit); Amphibol (Tremolit, Aktinolith)

Der Saum der Klinopyroxene besteht aus feinstrahligem Amphibol (Tremolit bis Aktinolith) sowie Diabanitnadeln.

Klüfte (Schlieren) innerhalb der Grundmasse:

Aktinolith (bis Tremolit); Talk-Chlorit

Innerhalb der Grundmasse kommen schlierig verformte, feinnadelige Partien vor, die sich mikroskopisch nicht eindeutig bestimmen ließen. Die Annahme,

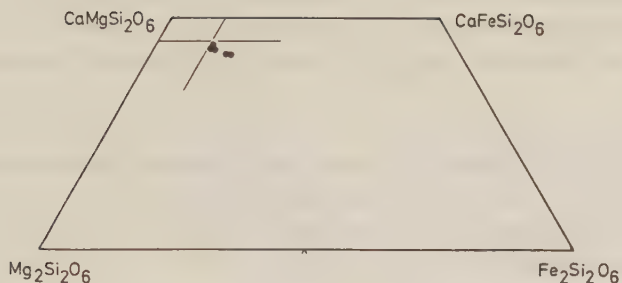


Abb. 46: Zusammensetzung der Klinopyroxene des Pyroxenites G5: Augit.

daß es sich hier um metamorphe Umwandlungen zu Serpentinmineralen handelt, wurde durch Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde widerlegt. Aktinolith bis Tremolit sowie Talk-Chlorit konnten als Bestandteile nachgewiesen werden.

5.6 Zusammenfassung der Ergebnisse

Der Chemismus der Klinopyroxene konnte mit der Elektronenstrahlmikrosonde eindeutig bestimmt werden:

Basaltische	P1 Endiopsid bis Augit
Laven	S2 Diopsid bis Augit (Pyroxene der Grundmasse)
	P2/3 Salit - Augit - Diopsid
	P5 Endiopsid
	P4 Diopsid - Augit - Salit
	G2 Augit (Endiopsid)
Gabbros	P2 Salit
	G1 Diopsid bis Salit
	G4 Augit
Pyroxenite	P3 Diopsid
	P6 Augit bis Endiopsid
	G5 Augit

Die Durchschnittszusammensetzungen der gemessenen Klinopyroxene sowie deren Strukturformeln sind in Tabelle 2 dargestellt.

Entmischungen von Orthopyroxen waren in keinem der untersuchten Gesteine nachweisbar.

Weiterhin ließ sich das Phänomen der Zonierung Ti-führender Klinopyroxene klären, welches auf einem alkalireichen Ausgangsmagma, schnellen Kristallwachstum und dem bevorzugten Einbau bestimmter Ionen (Si, Al, Ti, Fe) in den einzelnen Sektoren eines Mineralen beruht.

Die Durchschnittszusammensetzungen und Strukturformeln der untersuchten **Kaersutite** sind in Tabelle 3 dargestellt.

Bei der Messung der **Plagioklase** ergab sich in allen Fällen eine vollständige Albitisierung derselben (Tabelle 4(B)).

Kluftfüllungen und Randbereiche der Klinopyroxene, Untersuchungen der Grundmasse: Auf diese Ergebnisse wird im einzelnen im Kapitel 6. (Metamorphose) eingegangen.

Die Durchschnittszusammensetzungen und Strukturformeln der untersuchten Chlorite und Ca-Amphibole sind in den Tabellen 4(A) und 3 zu ersehen.

	Basaltische Lav					Gabbros					Pyroxenite				
	P1 (n=19)	S2* (n= 4)	P2/3 (n=13)	P5 (n= 7)	P4 (n=16)	G2 (n=15)	P2 (n= 7)	G1 (n= 8)	G4 (n= 6)	P3 (n= 2)	P6 (n=12)	G5 (n= 5)			
SiO ₂	50.87	51.17	49.78	51.64	51.14	50.12	45.79	50.21	50.53	49.73	50.49	49.96			
TiO ₂	.89	.90	1.63	.58	.71	.97	2.89	.84	1.02	.83	.83	.99			
Al ₂ O ₃	3.61	5.30	3.66	3.11	2.93	2.93	6.45	4.03	3.09	3.38	3.40	4.24			
Cr ₂ O ₃	.33	.16	.19	.79	.43	.14	.01	.34	.08	.11	.65	.30			
FeO*	6.31	7.52	8.26	4.82	6.74	9.35	8.35	7.42	8.48	5.99	5.98	7.36			
MnO	.13	.15	.15	.16	.14	.21	.14	.16	.16	.13	.13	.16			
MgO	16.89	16.12	14.65	17.87	16.21	15.76	13.10	15.05	15.79	15.23	17.08	15.59			
CaO	20.29	20.51	22.65	20.43	22.90	20.76	22.46	23.72	21.00	24.13	20.96	20.75			
K ₂ O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.01	.00	.00			
Na ₂ O	.34	.14	.36	.36	.42	.31	.45	.36	.33	.33	.27	.44			
Σ	99.66	101.97	101.33	99.76	101.62	100.55	99.64	102.13	100.48	99.87	99.79	99.79			
Kationenanzahlen pro Formeleinheit, basierend auf 6 Oxiden															
Si	1.886	1.830	1.841	1.886	1.872	1.867	1.733	1.840	1.874	1.855	1.864	1.858			
Al ^{IV}	.121	.145	.094	.114	.075	.108	.267	.158	.126	.072	.123	.144			
Al ^{VI}	.061	.065	.060	.021	.036	.020	.021	.017	.010	.077	.029	.042			
Ti	.036	.025	.045	.016	.017	.027	.083	.023	.029	.024	.026	.028			
Cr ^{IV}	.000	.000	.003	.000	.004	.002	.000	.000	.000	.001	.001	.000			
Cr ^{VI}	.009	.004	.002	.023	.008	.002	.000	.010	.002	.002	.018	.009			
Fe ²⁺	.086	.125	.137	.030	.121	.166	.015	.064	.123	.110	.063	.096			
Fe ³⁺	.109	.107	.118	.119	.087	.125	.279	.166	.140	.076	.123	.133			
Mn	.004	.004	.004	.003	.004	.006	.004	.005	.005	.004	.004	.005			
Mg	.929	.880	.808	.983	.884	.874	.739	.821	.872	.847	.939	.863			
Ca	.803	.805	.898	.808	.898	.828	.911	.931	.835	.965	.828	.826			
K	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000			
Na	.024	.010	.025	.026	.030	.023	.033	.025	.024	.024	.020	.030			
	4.04	4.00	4.04	4.03	4.04	4.05	4.08	4.06	4.04	4.06	4.04	4.03			

Tab. 2: Chemische Durchschnittszusammensetzungen der Klinopyroxene. S2*: Pyroxene der Grundmasse.
FeO*=Fe_{gesamt}.

	KAERSUTIT (n = 9/ P2)	AKTINOLITH (n=24/ P1,P2/3, P4,P5,P6,G1,G4,G5)	AKTINOLITHISCHE HORNLENDE (n = 2/ P4,G4)	MC-HORNLENDE (n = 2/ P4,P6)
SiO ₂	39.66	54.32	51.18	49.53
TiO ₂	5.73	.03	.31	.06
Al ₂ O ₃	11.25	.96	3.18	4.66
Cr ₂ O ₃	.00	.01	.03	.00
FeO*	14.76	11.54	15.20	13.34
MnO	.20	.21	.23	.21
MgO	10.63	17.40	14.63	16.96
CaO	11.82	12.28	12.30	10.89
K ₂ O	.92	.03	.04	.00
Na ₂ O	2.31	.41	.42	.26
Σ	97.28	97.19	97.52	95.91
Kationenanzahlen pro Formeleinheit, basierend auf 23 Oxiden und Fe _{tot} =Fe ²⁺				
Si	6.025	7.823	7.508	7.308
Al ^{IV}	1.975	.177	.493	.692
Al ^{VI}	.107	.010	.060	.199
Ti	.657	.002	.034	.007
Cr	.000	.002	.003	.000
Fe	1.867	1.390	1.865	1.656
Mn	.026	.026	.028	.026
Mg	2.397	3.733	3.196	3.723
Ca	1.706	1.894	1.935	1.725
Na	.672	.113	.120	.076
K	.178	.006	.007	.000
	15.610	15.176	15.249	15.412

Tab. 3:
Chemische Durch-
schnittzusammen-
setzungen der
Amphibole.
FeO*=Fe
gesamt.

(A)	PYKNOCHLOR (n=12/ P1,P2/3, P5,P6,G1,G4)	TALK-CHLORIT (n= 3/ P2/3, G2,G5)	DIABANIT (n= 4/ P4, P2/3,G5)	ACTINOLITH (n= 1/ P5)	(B)	FELDSPAT (ALBIT) (n=27/ P2,P4,P6, G1,G2,G4)
SiO ₂	27.73	37.12	31.28	26.85	SiO ₂	67.09
TiO ₂	.01	.10	.01	.00	TiO ₂	.02
Al ₂ O ₃	18.12	8.32	14.68	18.56	Al ₂ O ₃	20.24
Cr ₂ O ₃	.25	.09	.20	.79	Cr ₂ O ₃	.00
FeO*	20.05	19.17	18.47	19.37	FeO*	.36
MnO	.26	.19	.26	.28	MnO	.01
MgO	19.53	17.41	19.64	20.25	MgO	.10
CaO	.22	2.47	1.94	.15	CaO	.47
K ₂ O	.00	.01	.00	.00	K ₂ O	.23
Na ₂ O	.12	.13	.18	.02	Na ₂ O	11.33
Σ	86.29	85.01	86.66	86.29	Σ	99.85
theor. H ₂ O	10.86	10.85	11.01	10.86		
Kationenzahlen pro Formeleinheit, basierend auf 28 Oxiden						
Si	5.780	7.747	6.436	5.599	Si	2.948
Al ^{IV}	2.217	.253	1.549	2.401	Al	1.048
Al ^{VI}	2.234	1.798	2.005	2.161	Ti	.001
Ti	.002	.015	.015	.000	Cr	.000
Cr	.042	.002	.031	.130	Fe	.015
Fe	3.506	3.364	3.179	3.378	Mn	+
Mn	.046	.035	.045	.050	Mg	.007
Mg	6.071	5.397	6.026	6.299	Ca	.034
Ca	.049	.553	.432	.033	K	.012
K	.000	.002	.000	.000	Na	.965
Na	.045	.051	.073	.008		5.030
	19.990	19.220	19.790	20.060		

Tab. 4: Chemische Durchschnittszusammensetzungen der Chlorite (A) und albitisierten Plagioklase (B).
FeO* = Fe_{gesamt}

6. METAMORPHOSE

6.1 Mineralassoziationen - Primär magmatische Minerale und ihre metamorph bedingten Umwandlungen

6.1.1 Einführung

Die Ergebnisse der vorhergehenden Kapitel 4. und 5. haben gezeigt, daß alle untersuchten Gesteine einen sehr einheitlichen Mineralbestand und ähnliche Umwandlungen aufweisen. Eine Ausnahme bildet lediglich der Gabbro P2 aufgrund seines Kaersutit-Gehaltes (Tab. 5).

Mineralassoziationen und Umwandlungsreaktionen ähnlicher Art wurden im Laufe der letzten Jahre sowohl an paläozoischen (OFFLER, 1979/1984) und mesozoischen (OFFLER & AGUIRRE, 1984) als auch an rezenten alterierten Basalten (HUMPHRIS & THOMPSON, 1978) aus NSW (Australien), den Anden (Peru) sowie von Mittelozeanischen Rücken beschrieben.

Aufgrund der oben genannten Kriterien werden in den folgenden Kapiteln 6.1.2 und 6.1.3 die primär magmatischen Minerale und die metamorphen Phasen für alle Gesteine gemeinsam beschrieben.

Zum besseren Verständnis werden vorher jedoch noch die Begriffe Metamorphose, Alteration und Autometamorphose erläutert.

Metamorphose: Gesteinsumwandlung durch Umkristallisation (Diffusion) in der Erdkruste durch Druck- und Temperaturveränderungen. In der Regel wird die chemische Pauschalzusammensetzung (innerhalb begrenzter, kleinerer Bereiche) beibehalten.

Alteration: Veränderung in der chemischen oder mineralogischen Zusammensetzung eines Gesteins, hervorgerufen durch Verwitterung und/oder hydrothermale Lösungen.

Autometamorphose: (1) Alteration eines magmatischen Gesteins durch seine eigenen, verbliebenen hydrothermalen Restphasen.
(2) Ein Metamorphosetyp, gekennzeichnet durch Temperaturabfall in frisch auskristallisierten magmatischen Gesteinen, bei welchem verbliebene hydrothermale Lösungen mit den magmatischen Mineralen reagieren können. Darunter fällt die Albitisierung der Basalte, die Umwandlung zu Spiliten (ocean floor metamorphism).

Die durch oben genannte Prozesse möglichen stofflichen Veränderungen der Elemente am Gesamtgestein sind in Kapitel 7., Tab. 7, im einzelnen dargestellt.

	Basaltische Laven						Gabbros			Pyroxenite	
	P1	S2	P2/3	P5	P4	G2	P2	G1	G4	P3+P6	G5+G6
PRIMÄRE MINERALE											
Klinopyroxen	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Plagioklas		x	x		x	x	x	x	x		x
Kaersutit							x				
Ilmenit		x					x	x	x		
Apatit							x		x		x
METAMORPHE PHASEN											
Chlorit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Aktinolith (Tremolit)	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Hornblende					x				x	x	
Albit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Karbonat (Cc)	x	x	x		x	x	x	x	x	x	
Quarz	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Epidot/Klino- zoisit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Titanit/Leu- koxen		x	x			x	x	x	x	x	x
Hämatit	x			x	x						
Muskovit								x			
Sericit	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x
Stilpnomelan					x	x					
Chrysotil	x										
Biotit											x
Amphibol (braun)			x	x	x					x	x
Orthit									x		
Amph-Asbest										x	

Tab. 5: Primär magmatische Minerale und ihre metamorphen Phasen.

6.1.2 Primär magmatische Minerale

Klinopyroxen

Klinopyroxene kommen in allen untersuchten Gesteinen als Phänokristalle vor. In der Grundmasse sind sie nur in den Laven G2 und S2 anzutreffen. Ihr Erhaltungsgrad reicht von geringer Alterierung (z.B. P1, S2) bis zu einem extremen Stadium, in dem nur noch ein Kern aus Klinopyroxen erhalten ist, alles andere jedoch durch Sekundärminerale ersetzt wurde (z.B. G1, G5, G6). Diese sind vorwiegend Chlorit und Aktinolith (teilweise uralitisch, auch Tremolit, Mg-Hornblende und aktinolithische Hornblende). Daneben kommen Karbonatminerale (Calcit), Quarz, Epidot und Klinozoisit, Albit (meist xenomorph), brauner, pleochroitischer Amphibol, Erz (Hämatit, Titanit, Leukoxen) sowie selten Chrysotil vor (Klinopyroxenanalysen siehe S. 183-188).

Plagioklas

Die porphyrischen Plagioklase lassen sich oft nur aufgrund ihrer Verzwillingung, des Zonarbaues und der Leistenform identifizieren. Mineralchemisch bestehen sie bereits aus reinem Albit. Reliktisch höhere Anorthitgehalte (Oligoklas) sind nur in der Lava S2 nachzuweisen. Verglimmerung (Sericit), Einschlüsse von Aktinolithnadeln, Ersatz durch feine Aggregate von Chlorit, Epidot, Quarz und parakristalline Verwachsungen durch Sekundärminerale sind die Regel. Spätmetamorphe Stilpnomelanübersprossungen sind ebenfalls zu beobachten (Plagioklasanalysen siehe S.192-193).

Kaersutit

Die Oxyhornblenden werden meist von einem, mineralchemisch mit dem Kern identischen, grünen Saum umgeben. Als metamorphe Umwandlungsphasen sind Aktinolith, Chlorit und Epidot zu nennen (Kaersutitanalysen siehe S. 189).

Aufgrund der Ti-Al-Verhältnisse legen AGGARWAL et al. (1984) (Felder von BEST (1974)) verschiedene Entstehungsbereiche für das zugehörige Magma fest (Abb. 47). Danach ist der Hornblende-Gabbro P2 als oberflächennahe Krustenintrusion aufgedrungen.

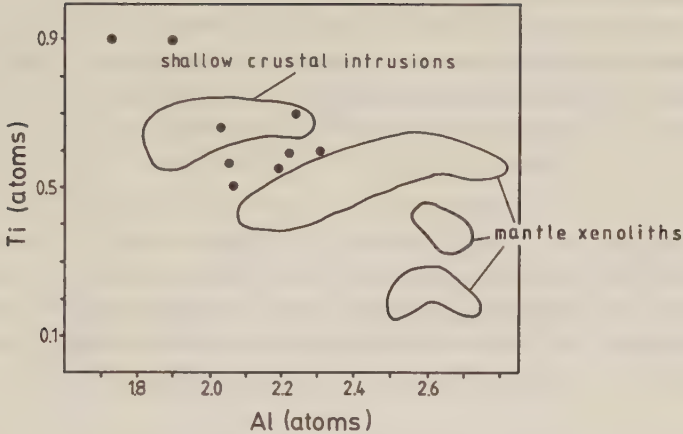


Abb. 47: Intrusionstiefen gabbroider, Kaersutit-führender Magmen nach AGGARWAL et al. (1984). Die Analysen des Gabbros P2 streuen im Bereich, der für oberflächennahe Krustenintrusionen angegeben wird.

Ilmenit

Sowohl in den basaltischen Laven (Probe S2) als auch in den gabbroiden Gesteinen kommen vereinzelt frische, skelettartige Kristalle von Ilmenit innerhalb der Grundmasse vor. Zu einem großen Teil wurde er jedoch bereits in Leukoxen umgewandelt (HATCH et al., 1983).

Apatit

Apatit ist in Form idiomorpher, randlich korrodierter Nadeln und Leisten als akzessorischer Anteil in den Proben P2, G4, G5 und G6 nachzuweisen.

Feldspatmikrolithe

Reliktisch magmatische Feldspatmikrolithe (Plagioklase) sind, häufig sperrig angeordnet, in den Proben P1, S2, P2/3, P5, G2 und G4 anzutreffen. Ehemals höhere Anorthitgehalte lassen sich nicht nachweisen. Die Plagioklase bestehen jetzt aus reinem Albit.

6.1.3 Metamorphe Phasen

Sämtliche Minerale der Grundmasse (bis auf wenige Ilmenitreste, siehe oben) wurden durch Sekundärminerale ersetzt.

Chlorit

Chlorit kommt stets und sehr häufig als Alterationsprodukt der Klinopyroxene, Plagioklase und des Kaersutits vor. Ebenso ist er in der Grundmasse anzutreffen. Sofern er intersertal in den Laven vorkommt, ist er nach CAWOOD (1984), HUMPHRIS & THOMPSON (1978), OFFLER & AGUIRRE (1984) durch die Devitrifizierung ehemals glasigen Materials entstanden. Als Kluftmineral ist er ebenfalls anzutreffen (Chloritanalysen siehe S. 194 - 195).

Amphibol

Neben Chlorit ist Amphibol (Tremolit, aktinolithische Hornblende, Aktinolith, Mg-Hornblende) die häufigste metamorphe Phase. Seine Ausbildung ist vielgestaltig. Strahlige Aggregate (Uralit), feine Nadeln und zum Teil hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle ersetzen Klinopyroxen, Plagio-

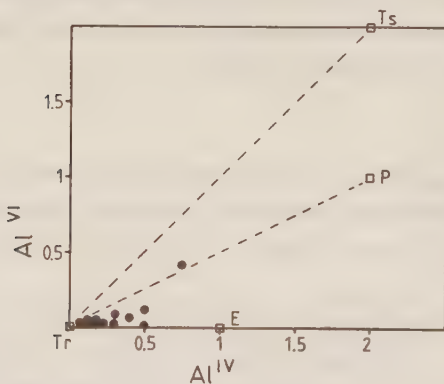


Abb. 48: $Al^{VI}-Al^{IV}$ -Verhältnisse der untersuchten Amphibole. Diagramm nach LEAKE (1965). Die Werte konzentrieren sich im Tremolit- (Aktinolith-) Bereich. Amphibolanalysen der Proben P1, P2/3, P4, P5, P6, G1, G4, G5; n=28. - Tr: Tremolit, E: Edenit, Ts: Tschermakit, P: Pargasit.

klas und Kaersutit. Zusammen mit Quarz und Chlorit ist er als xenomorphes Mineral oder als feinnadelige Aggregate in den Klüften nachzuweisen. Ebenso wie Chlorit ersetzt er zu einem wesentlichen Teil die Grundmasse. Von der Zusammensetzung her (Abb. 48+49) handelt es sich meist um Aktinolith, daneben aktinolithische Hornblende, Mg-Hornblende und Tremolit (Aufzählung nach abnehmender Häufigkeit; Analysen siehe S.189-191).

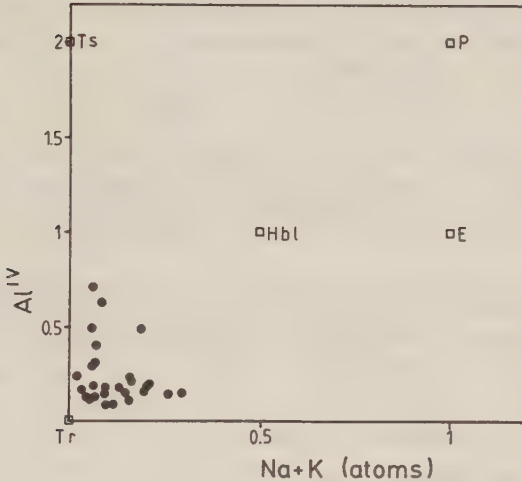


Abb. 49: $Al^{IV}-(Na+K)$ -Verhältnisse für Amphibole nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1967) und OFFLER (1984). Die Analysen der untersuchten Amphibole streuen in dem für Tremolit (Aktinolith) angegebenen Bereich mit einer geringen Tendenz zu Hornblenden. Amphibolanalysen der Proben P1, P2/3, P4, P5, P6, G1, G4, G5; n=28. Tr: Tremolit, Hbl: Hornblende, P: Pargasit, E: Edenit.

Abb. 50 zeigt die Zusammensetzung von Aktinolith und Chlorit im $FeO^*-Al_2O_3$ -MgO-Diagramm nach HUMPHRIS & THOMPSON (1978). Bis auf die Probe P5 zeigen alle Chlorit- und Aktinolithanalysen eine erhebliche Streuung in der Zusammensetzung auch innerhalb ein und derselben Probe. Dies ist ein Hinweis darauf, daß kein Gleichgewichtszustand erreicht wurde (HUMPHRIS & THOMPSON, 1978). Die Ursache hierfür ist wahrscheinlich ein niedriger Wassergehalt bei der metamorphen Um-

wandlung ($P_{H_2O} < P_{tot}$). Bei höheren Wassergehalten hätte es zur vollständigen Umwandlung der porphyrischen Klinopyroxene in vorwiegend Aktinolith und Chlorit kommen müssen.

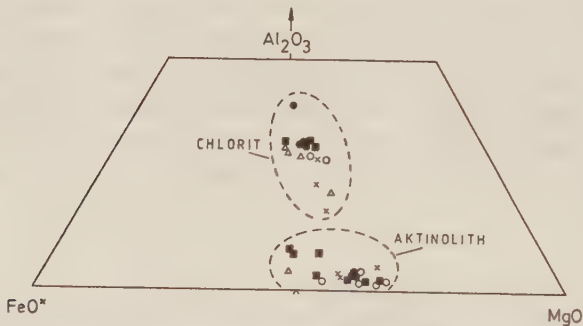


Abb. 50: Aktinolith- und Chloritanalysen im $FeO^*-Al_2O_3-MgO$ -Diagramm nach HUMPHRIS & THOMPSON (1978). Die Streuung der Werte, auch innerhalb einer Probe, ist erheblich. -○P1, △P2/3, ■P4, ●P5, ×G5.

Amphibol (braun, pleochroitisch)

In den basaltischen Laven und den Pyroxeniten kommt brauner, pleochroitischer Amphibol als metamorphes Umwandlungsprodukt innerhalb der Klinopyroxene vor. Dies kann als Anzeichen für ein älteres, höher temperiertes Metamorphosestadium gewertet werden (siehe Kap. 6.2).

Albit

Albit entsteht bei der Umwandlung Ca-reicher Plagioklas-Phänokristalle und Plagioklas-Mikrolithe der Grundmasse sowie bei der Klinopyroxenverwitterung (Albitanalysen siehe S. 192 - 193).

Helle Glimmer

Sericit tritt als Verwitterungsprodukt der Plagioklas-Phänokristalle auf. Zu einem geringen Anteil findet man ihn auch als metamorphe Phase in der Grundmasse. Farblose Hellglimmerleisten (Hydromuskovit; TRÖGER, 1969) bilden die Kluftfüllung im Gabbro G1. Der Hellglimmeranteil ist

in sämtlichen Proben gering.

Biotit

Einzelne braun-grüne Balken und Strahlen von Biotit treten in den Pyroxeniten innerhalb der Grundmasse, assoziiert mit Chlorit, auf.

Stilpnomelan

In den Pillow-Laven übersprossen olivgrüne bis gelbe Stilpnomelannadeln und -balken als spätmetamorphe Bildung Klüfte und Ränder der Plagioklas-Phänokristalle sowie Chlorit-Aktinolith-Aggregate ehemaliger Klinopyroxene.

Titanit, Leukoxen, Hämatit

Titanit, Hämatit und Leukoxen lassen sich als Umwandlungsprodukte ehemaliger Titanomagnetit-Ilmenit-Erze (AGGARWAL et al., 1984) in Klüften und an Rändern der Klinopyroxene und innerhalb der Grundmasse beobachten.

Epidot/Klinozoisit

Minerale der Epidot-Klinozoisit-Gruppe kommen in sämtlichen untersuchten Gesteinen vor. Häufig sind sie als feine Aggregate und Haufen innerhalb und randlich der Plagioklase zu finden (Zerfall der Anorthit-Komponente in Minerale der Epidotreihe; MIYASHIRO, 1978). Bei der Alterierung der Klinopyroxene entstehen sie ebenso wie als metamorphe Phase der Grundmasse. Auch als Kluftfüllung sind sie zu beobachten.

Quarz und Karbonat

Quarz und Karbonat (nach AGGARWAL et al. (1984), OFFLER & AGUIRRE (1984) in der Regel Calcit) sind als spätmetamorphe Alterationsminerale nahezu überall nachzuweisen (Umwandlung der Klinopyroxene, Minerale der Grundmasse, Kluftfüllungen).

Chrysotil

Faseriger Chrysotil tritt zu einem geringen Prozentsatz bei der Schicht-lava Pl als Kluftfüllung innerhalb der Klinopyroxene auf.

Orthit

Einzelne Orthitminerale kommen als autopneumatolytische Bildungen (TRÖGER,

1969) in den albitisierten Plagioklasen und innerhalb größerer Chloritbereiche im Gabbro G4 vor.

Amphibol-Asbest

Die Kluftfüllungen der Pyroxenite P3 und P6 bestehen aus grauem, weichem Material. Dieses ist zum großen Teil feinfaseriger Amphibol-Asbest mit grauen bis lilablauen Interferenzfarben.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Umwandlungsgrad aller Gesteine (basaltische Laven, Gabbros, Pyroxenite) ist sehr ähnlich. Klinopyroxene und Kaersutite zeigen die verschiedensten metamorphen Umwandlungen an Klüften und Rändern, sind jedoch zumindest im Kern noch primär erhalten.

Dabei sind für die **Klinopyroxene** als Hauptumwandlungsphasen Aktinolith (Tremolit, Mg-Hornblende, aktinolithische Hornblende) und Chlorit, daneben untergeordnet Karbonat (Calcit), Quarz, Epidot/Klinozoisit sowie brauner Amphibol, Hämatit, Titanit, Leukoxen und Chrysotil zu nennen.

Die porphyrischen **Plagioklase** sind durchweg albitisiert. Metamorphe Umwandlungen und Ersatz durch Chlorit, Aktinolith, Epidot, Sericit, Quarz und spätmetamorph gebildetem Stilpnomelan ist die Regel. Reliktisch höhere Anorthit-Gehalte ließen sich nur in zwei Proben nachweisen (S2, G2: Oligoklas).

Die **Grundmasseminerale** sind meist durch Aktinolith und Chlorit, daneben durch Albit, Epidot/Klinozoisit, Quarz, Calcit und Titanit/Leukoxen ersetzt. Dabei dürfte ein Teil der Chlorit-Aktinolith-Verwachsungen das Umwandlungsprodukt ehemaliger Glasanteile in den Laven darstellen. Bei den weniger alterierten Gesteinen (hauptsächlich Schichtlava S2) kommen in der Grundmasse intergranulare Klinopyroxene, Leisten von Plagioklas (jedoch meist völlig albitisiert) und skelettartige Ilmenitkristalle vor.

Auffällig ist dabei, daß die Klinopyroxeneinsprenglinge (Augite, Diopside, Salite) in der Regel noch erhalten geblieben sind. Die Pyroxene der Grundmasse dagegen, ursprünglich in allen Laven ein Bestandteil der Grundmasse, sind bis auf wenige Ausnahmen (S2, G2) durch Sekundärminerale (hauptsächlich Chlorit und Aktinolith) ersetzt. Dabei spielt die kleine Korngröße der Grundmasse-Pyroxene eine entscheidende Rolle. Die bei den

hier gegebenen Größenunterschieden um etwa das 100-fache vergrößerte Oberfläche beschleunigt den Stoffaustausch der Lösungen wesentlich. Voraussetzung dafür ist wiederum eine gute Wegsamkeit, die in einem inhomogenen Gestein eher gegeben ist als in einem homogenen. Dies zeigt sich auch daran, daß dichte, blasenfreie Laven im Gegensatz zu ehemals blasigeren, jetzt sehr Calcit- und Epidot-reichen Varietäten noch Grundmasse-Pyroxene führen.

PHÄNOKRISTALLE

Klinopyroxen → Aktinolith (+ Chlorit) (+ braune Hornblende)

Plagioklas → Albit Chlorit + Epidot + Quarz (+ Calcit)
→ Albit + Aktinolith (+ Sericit)
→ Albit + Epidot

GRUNDMASSE

Glasanteile → Chlorit-Aktinolith-Verwachsungen

Plagioklas → Albit

Klinopyroxen → Aktinolith (+ Chlorit)

Ilmenit → Leukoxen

KLÜFTE → Epidot/Klinozoisit + Chlorit + Calcit + Quarz
(+ Albit) + Erzminerale

Abb. 51: Primär magmatische Minerale und ihre Hauptumwandlungsphasen.

6.2 Faziesbedingungen

6.2.1 Paragenesen und Faziesbeziehungen

Der Grad der Metamorphose ist bei allen, in dieser Arbeit untersuchten basischen Magmatiten einheitlich.

Der Mineralbestand der Basalte, Gabbros und Pyroxenite ist:

Metastabiler Klinopyroxen, Ilmenit, Kaersutit (bei einem Teil der Gabbros) und Apatit. Als metamorphe Phasen sind Aktinolith, Chlorit, Albit, Epidot/Klinozoisit, Karbonat (Calcit), Quarz und Erzminerale (Titanit, Hämatit, Leukoxen) zu nennen. Hinzu kommen wechselnde Anteile von Amphibol (braun, pleochroitisch), Hornblende, Sericit, Stilpnomelan, Chrysotil und Biotit (+/- Muskovit, +/- Orthit, +/- Amphibol-Asbest).

Dabei kann man davon ausgehen, daß für so gut wie alle genannten Minerale (bis auf Muskovit, Orthit, Amphibol-Asbest) Berührungsparagenesen gelten. Der primär magmatische Mineralbestand ist bis auf wenige Minerale durch metamorphe Reaktionen verändert worden. Dabei kann man einige der Reaktionen vereinfacht folgendermaßen darstellen:



Der Mineralbestand zeigt typische Erscheinungsformen hydrothermaler Alterierung und Autometamorphose ($\rightarrow$ Spilitisierung). Die hier untersuchten Mineralassoziationen entsprechen denen, die HUMPHRIS & THOMPSON (1978) als Produkt der Ozeanbodenmetamorphose an Basalten beschreiben. Sie ordnen, ebenso wie OFFLER (1979, 1984), OFFLER & AGUIRRE (1984) und AGGARWAL et al. (1984) die von ihnen untersuchten Basalte der Grünschieferfazies (WINKLER, 1979) zu. Der Ablauf und der Grad hydrothermaler Alterierung ist dabei von der Temperatur, dem Druck, der Zusammensetzung der fluiden Phase, der Gesteinszusammensetzung, der Porosität des Gesteins und der Zeitdauer der Alteration abhängig.

Anhand der mikroskopischen Untersuchungen lassen sich für die basischen Magmatite mehrere Metamorphosestadien nachweisen:

Bei den Laven und Pyroxeniten tritt im Innern (und nur im Innern) Korrosion von Klinopyroxen zu braunem, pleochroitischem, oft hypidiomorphem Amphi-

bol auf. Dieser wird häufig von einem grünen Rand umgeben. Zur Bildung von brauner Hornblende müssen Temperaturen oberhalb 500°C angenommen werden (WINKLER, 1979). Das Auftreten der braunen Amphibole als Klinopyroxen-Umwandlungsprodukt könnte somit auf ein älteres, höher temperiertes Metamorphosestadium im oberen Bereich der 'low-grade-stage' (im Sinne von WINKLER (1979)) deuten. Dies hätte in den begleitenden Metasedimenten zur verbreiteten Bildung von Biotit und Granat führen müssen, was aber nicht nachgewiesen werden konnte. Diese Mineralneubildungen lassen sich jedoch durch die Autometamorphose frisch auskristallisierter Magmen erklären, bei welcher die magmatischen Minerale (in diesem Fall Klinopyroxen) mit den zurückbleibenden hydrothermalen Lösungen reagieren, was bei fallenden Temperaturen zu retrograden, metamorphen Umwandlungen führt ($\rightarrow$ Spilitisierung der Basalte, Umwandlung der glasigen Grundmasseanteile in oben beschriebene Minerale) (TRÖGER, 1969).

Alle übrigen metamorphen Mineralparagenesen in den untersuchten Gesteinen können anhand fazieskritischer Minerale dem unteren Bereich der 'low-grade-stage' (WINKLER, 1979), der sogenannten Grünschieferfazies zugeordnet werden. Dabei ist sicher ein Teil dieser Umwandlungen der älteren Autometamorphose zuzurechnen. Eine Trennung ist in diesem Fall nicht möglich, da die Bedingungen einer Autometamorphose im späten, tiefer temperierten Stadium denen einer Regionalmetamorphose gleichen.

Klinopyroxen

Als Kluftfüllungen innerhalb der Klinopyroxene und an deren Rändern lassen sich farbloser bis hellgrüner Aktinolith (uralitisch bis idiomorph), aktinolithische Hornblende, Mg-Hornblende sowie Chlorit (Pyknochlor, Mg-Chlorit), Calcit, Albit, Quarz, Epidot/Klinozoisit und Erzminerale (u.a. Titanit) nachweisen.

Hinweise auf eine Mehrphasigkeit der Regionalmetamorphose sind durch das Kluftmineral (innerhalb der Klinopyroxene) Chrysotil, sowie durch Stilpnomelan gegeben, der die übrigen Minerale in Klüften innerhalb der Pyroxene und in Umwandlungsbereichen ehemaliger Klinopyroxene übersproßt. Hier muß allerdings auch die Möglichkeit bedacht werden, daß es sich bei der metamorphen Umwandlung der Pyroxene nicht um einen zweiphasigen Vorgang gehandelt haben könnte. Ebenso wäre es möglich, daß die Kristallisation der metamorphen Minerale länger als der eigentliche Deformations-

akt angedauert hat. Analog zu ähnlichen Beobachtungen anderer Autoren aus dem Bereich der Nördlichen Grauwackenzone (BECHTHOLD et al., 1981; SCHRAMM, 1980) ist jedoch auch hier von der Annahme einer mehrphasigen, alpidischen metamorphen Überprägung auszugehen.

Auch der zweischalig auftretende Umwandlungsrand (P3, P6, G5, G6) könnte als ein Anzeiger einer mehrphasigen Überprägung gewertet werden: Uralitische, mit Chlorit durchsetzte Säume werden von einer zweiten Generation umrahmt, die aus feinfaserigen Verwachsungen von Chlorit, Amphibol, Albit, Quarz, Epidot und Erz bestehen und umgekehrt (vgl. hierzu Abb. 14 und Abb. 18). In diesem Fall deutet die Verschiedenartigkeit der Mineralbildungen des 1. und 2. Saumes aber eher auf unterschiedliche Keimarten als auf eine mehrphasige metamorphe Umwandlung.

Plagioklas

Die in der Regel albitisierten Plagioklase sind häufig zu Aktinolith, Chlorit, Calcit, Epidot/Klinozoisit, Quarz und Sericit umgewandelt. Der postkinematische Charakter vieler metamorpher Minerale läßt sich besonders durch die parakristalline Verheilung deformierter Plagioklasbruchstücke durch Calcit, Albit, Quarz oder Chlorit und Calcit belegen. Auch hier übersproßt Stilpnomelan spätmetamorph parakristallin verheilte Klüfte sowie Ränder der Plagioklase.

Grundmasse

Die Grundmasse der untersuchten basischen Magmatite besteht in der Regel aus feinsten Verwachsungen von Chlorit (Pyknochlor, Diabanit), Aktinolith (farblos bis hellgrün), Calcit, Quarz, Epidot/Klinozoisit, Albit und Erzmineralen (u.a. Ilmenit, Titanit, Hämatit) sowie geringen Anteilen an Biotit. In dieser fallen besonders die postkinematisch gesproßten Calcium-Amphibole (meist Aktinolith) auf. Anhand dieser kann man ebenfalls eine Mehrphasigkeit belegen. Zum einem zeigen die strahlig bis idiomorph ausgebildeten Amphibole, ebenso wie die übrigen Grundmasseanteile wieder eine Regelung (gehen der Schieferungsrichtung des Gesteine nach). In anderen Fällen (P2/3, P3, P6, G5, G6) übersprossen und durchschlagen farblose Aktinolithe ohne jegliche Regelung die ansonsten geschieferte Grundmasse der Gesteine.

Typische Minerale sind in allen Fällen : Aktinolith (aktinolithische Hornblende, Mg-Hornblende), Chlorit (Pyknochlor, Diabanit), Albit, Calcit, Quarz, Epidot/Klinozoisit sowie Stilpnomelan und geringe Anteile von Biotit und Chrysotil.

Dieses sind genau diejenigen Minerale, die den unteren Bereich der 'low-grade-stage' kennzeichnen (WINKLER, 1979).

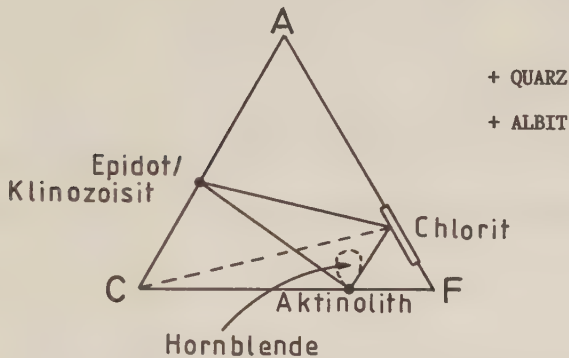


Abb. 52: Kennzeichnende Teilparagenesen als Ergebnis der alpidischen Regionalmetamorphose in den basischen Magmatiten.

6.2.2 Temperatur

Pumpelleyit und Prehnit fehlen in den untersuchten Gesteinen (in den nördlichen Bereichen der Grauwackenzone von BECHTHOLD et al. (1981) nachgewiesen). Anstelle dessen treten Klinozoisit und Aktinolith, ebenso wie Chlorit (Al-reicher als in der 'very-low-grade-stage'), fazies-kritisch auf.



Somit ist für die metamorphen Bedingungen während der alpidischen Regionalmetamorphose durch die Stabilitätsgrenzen von Pumpelleyit und Prehnit

eine Temperaturuntergrenze von ca. 350°C (NITSCH, 1971) bzw. 400°C (bei $2-5 \times 10^8 \text{ Pa } P_{\text{H}_2\text{O}}$; LIOU et al. 1974) gegeben.

Eine obere Eingrenzung der Temperatur läßt sich durch das Vorkommen von aktinolithischer Hornblende bzw. Mg-Hornblende neben Aktinolith (in den Proben P4, P6, G4) durchführen. Die obere Grenze (obere Grünschieferfazies, bzw. oberer Bereich der 'low-grade-stage') ist durch das Auftreten von Hornblende zu belegen (bei ca. 500°C), gekoppelt mit der Bildung von Plagioklas anstelle von Albit (MIYASHIRO, 1978).

Aktinolith + Klnozoisit + Chlorit + Quarz = Hornblende

Dabei kann in den unteren Bereichen Aktinolith durchaus noch mit Hornblende und Plagioklas koexistieren. Genau feststellbar ist diese Grenze jedoch nur dann, wenn farbloser bis hellgrüner Aktinolith im Übergang zu intensiv grüner bis brauner Hornblende nachweisbar ist (WINKLER, 1979).

Demnach müssen zumindest teilweise Temperaturen von 500°C erreicht worden sein.

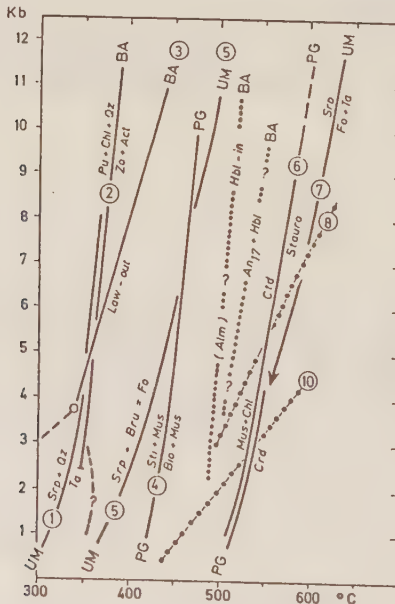


Abb. 53: Bereich der 'low-grade-stage' nach WINKLER (1979).

6.2.3 Druck

Auch die Amphibolanalysen ermöglichen die Festlegung der Druck-Temperatur-Bedingungen während der alpidischen Metamorphose (VEBLEN, 1981; VEBLEN & RIBBE, 1982). Dabei sind im wesentlichen die unterschiedlichen Gehalte an Aluminium, Natrium und Titan entscheidend.

MOGESSI (1984) (Abb. 54) trennt aufgrund unterschiedlicher Ca-(Na+K)-Verhältnisse von Amphibolen in Metabasalten Bereiche verschieden hoher Metamorphosestufen innerhalb des Ötztales.

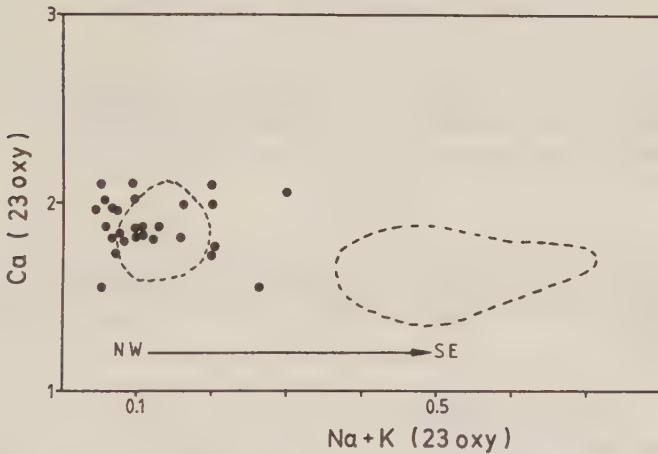


Abb. 54: Ca-(Na+K)-Verhältnisse für Amphibole nach MOGESSI (1984). Anstieg der alpidischen Metamorphose von NW nach SE am Beispiel des Ötztales. Die untersuchten Amphibole streuen im Bereich relativ geringer Drücke und Temperaturen (nach MOGESSI & PURTSCHELLER (1986) 3-5kb und Temperaturen bis 550°C). Amphibolanalysen der Proben P1, P2/3, P4, P5, P6, G1, G4, G5; n=28.

Dabei streuen die in dieser Arbeit untersuchten Ca-Amphibole in und um den Bereich, der innerhalb des Ötztales für Temperaturen bis 550°C und Drücke von $3-5 \times 10^8$ Pa (3-5kb) charakteristisch ist.

Dies wird erhärtet durch die Auswertung der Ti-Al-Verhältnisse nach

HYNES (1982) (Abb. 55). Danach haben Amphibole aus Bereichen niedriger Drücke ($< 3 \times 10^8$ Pa (3kb)) generell höhere Ti-Gehalte als Amphibole aus Gebieten mittlerer Drücke ($3-5.5 \times 10^8$ Pa (3-5.5kb)) bei gleichen Al-Gehalten.

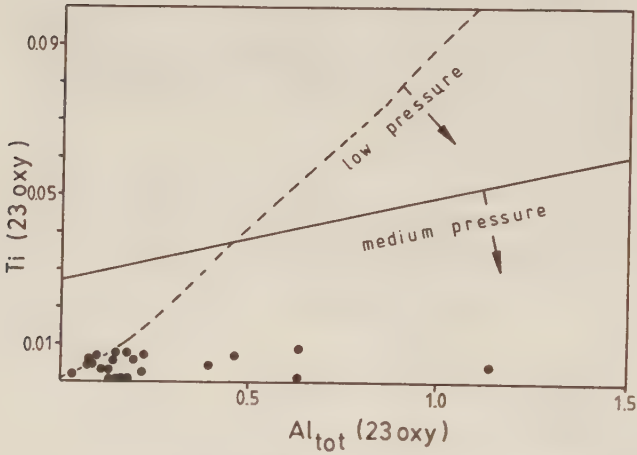


Abb. 55: Ti-Al-Verhältnisse für Amphibole nach HYNES (1982). Die Analysen streuen in dem für mittlere Drücke ($3-5.5 \times 10^8$ Pa) angegebenen Bereiche. Proben: P1, P2/3, P4, P5, P6, G1, G4, G5; n=28.

Nach Abb. 55 lassen sich die untersuchten Amphibole Gebieten mit mittleren Drücken (nach WINKLER (1979): $3-5.5 \times 10^8$ Pa) zuordnen. Für den anderen Fall müßten wesentlich höhere Ti-Gehalte erreicht werden.

Ähnliche Ergebnisse liefert auch das Al^{VI} -Si-Diagramm (Abb. 56). Die untersuchten Ca-Amphibole streuen sämtlich um die Gerade, die nach RAASE (1974) dem Druckbereich von 5×10^8 Pa (5kb) entspricht.

Ein weiterer Anzeiger mittlerer Druckbedingungen ist das Auftreten von Stilpnomelan, der in Gebieten tiefen Druckes nur sehr selten vorkommt (MIYASHIRO, 1978).

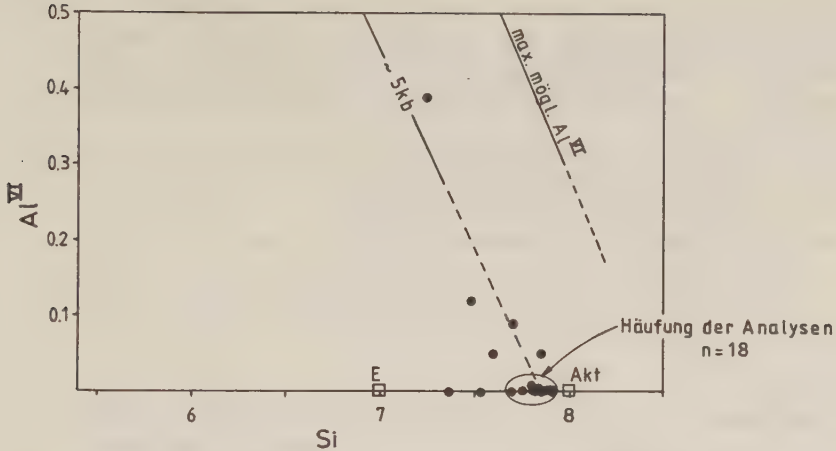


Abb. 56: Al^{VI} -Si-Verhältnisse für Amphibole nach RAASE (1974). Die Analysen häufen sich im Bereich der Geraden, die dem Druckbereich von 5×10^8 Pa (5kb) entspricht. Amphibolanalysen der Proben P1, P2/3, P4, P5, P6, G1, G4, G5; n=28. - E: Edenit, Akt: Aktinolith.

Aufgrund der oben aufgezeigten Ergebnisse kann angenommen werden, daß die alpidische Metamorphose der untersuchten Gesteine sämtlich unter Bedingungen mittleren Druckes, das heißt zwischen 3×10^8 Pa und 5.5×10^8 Pa (3–5.5kb) stattgefunden hat. Eine obere Begrenzung war durch eigene Untersuchungen nicht möglich. Analog zu ähnlichen Gesteinen der westlichen Grauwackenzone kann jedoch als oberer Druckbereich 8×10^8 Pa (8kb = Lawsonit-Stabilitätsgrenze) für die hier untersuchten basischen Magmatite angenommen werden (COLINS et al. (1980)).

Über die Zusammensetzung der metamorphen Gasphase läßt sich aufgrund der oben beschriebenen Ergebnisse relativ wenig aussagen. Das häufige Auftreten von Karbonatmineralen in den Metabasiten spricht jedoch, neben viel H_2O , für eine Anwesenheit von CO_2 bei der metamorphen Umwandlung.

Dabei kann man aufgrund der Tatsache, daß viel Titanit, aber kein Rutil + Calcit + Quarz und, daß kein Anorthit + Calcit, aber Zoisit vorkommt, von geringen CO_2 -Gehalten (für $3\text{--}5 \times 10^8 \text{ Pa}$ bzw. Temperaturen von $350^\circ\text{--}500^\circ\text{C}$: $X_{\text{CO}_2} < 0.1$) und hohen H_2O -Gehalten ausgehen (HUNT & KERRICK, 1977).

$\text{Rutil} + \text{Calcit} + \text{Quarz} = \text{Titanit} + \text{CO}_2$ und

$3\text{Anorthit} + \text{Calcit} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{Zoisit} + \text{CO}_2$.

6.2.4 Fazit

Für die untersuchten basischen Magmatite (Laven, Pyroxenite, Gabbros) kann eine mehrphasige, metamorphe Überprägung nachgewiesen werden:

1. Eine ältere, höher temperierte Autometamorphose mit Temperaturen oberhalb 500°C .
- 2.+3. Mindestens zwei jüngere (alpidische), schwächere Phasen einer Regionalmetamorphose im Bereich der Grünschieferfazies mit Temperaturen von 350°C bis 500°C und Drücken von $3 \times 10^8 \text{ Pa}$ bis maximal $8 \times 10^8 \text{ Pa}$ (3–8 kb). Dabei gilt der Bereich um $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ als wahrscheinlich.
Diese Daten bestätigen weitgehend die von COLINS et al. (1980) erzielten Ergebnisse. Doch muß darauf hingewiesen werden, daß aufgrund der eigenen Untersuchungen gezeigt werden konnte, daß der von COLINS et al. (1980) angegebene Druckbereich von $3\text{--}8 \times 10^8 \text{ Pa}$ zu weit gefaßt ist.

Zu 1.: Auffällig ist hier, daß die kennzeichnende Umwandlung zu braunem Amphibol nur im Innern der Klinopyroxene nachweisbar ist. Es ist möglich, daß bei fallenden Temperaturen während der andauernden Autometamorphose (die bis hinunter zu Bedingungen der Grünschieferfazies reichen kann) die braunen Amphibolanteile bereits wieder zu niedriger metamorphem Aktinolith umgewandelt wurden. Es erfolgte die Umwandlung und Spilitisierung der Basalte.

Nach der späteren tektonischen Durchbewegung erfahren die Gesteine eine mindestens zweiphasige metamorphe Überprägung.

Zu 2.: In den Rahmen der ersten Phase dieser Regionalmetamorphose fallen unter anderem die parakristalline Verheilung der Plagioklasbruchstücke durch die neugesproßten Minerale (vgl. S. 100), die Bildung des grünen Aktinolithrandes um die braunen Amphibole (vgl. S. 99), die Umwandlungssäume um die Klinopyroxene (vgl. S. 100) und der Hauptteil der Neusprossung der metamorphen Grundmasseminerale.

Zu 3.: Einer späteren, eventuell jungalpidischen Phase sind die Stilpnomelanübersprossungen (vgl. S. 100), die unregelmäßige Übersprossung der Grundmasse durch Aktinolith (vgl. S. 100) und die Chrysotilbildung (vgl. S. 99) zuzuordnen.

Die folgende Abbildung 57 gibt eine schematische Übersicht über die polymetamorphe Entwicklung des Mineralbestandes basaltischer Magmatite aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone.

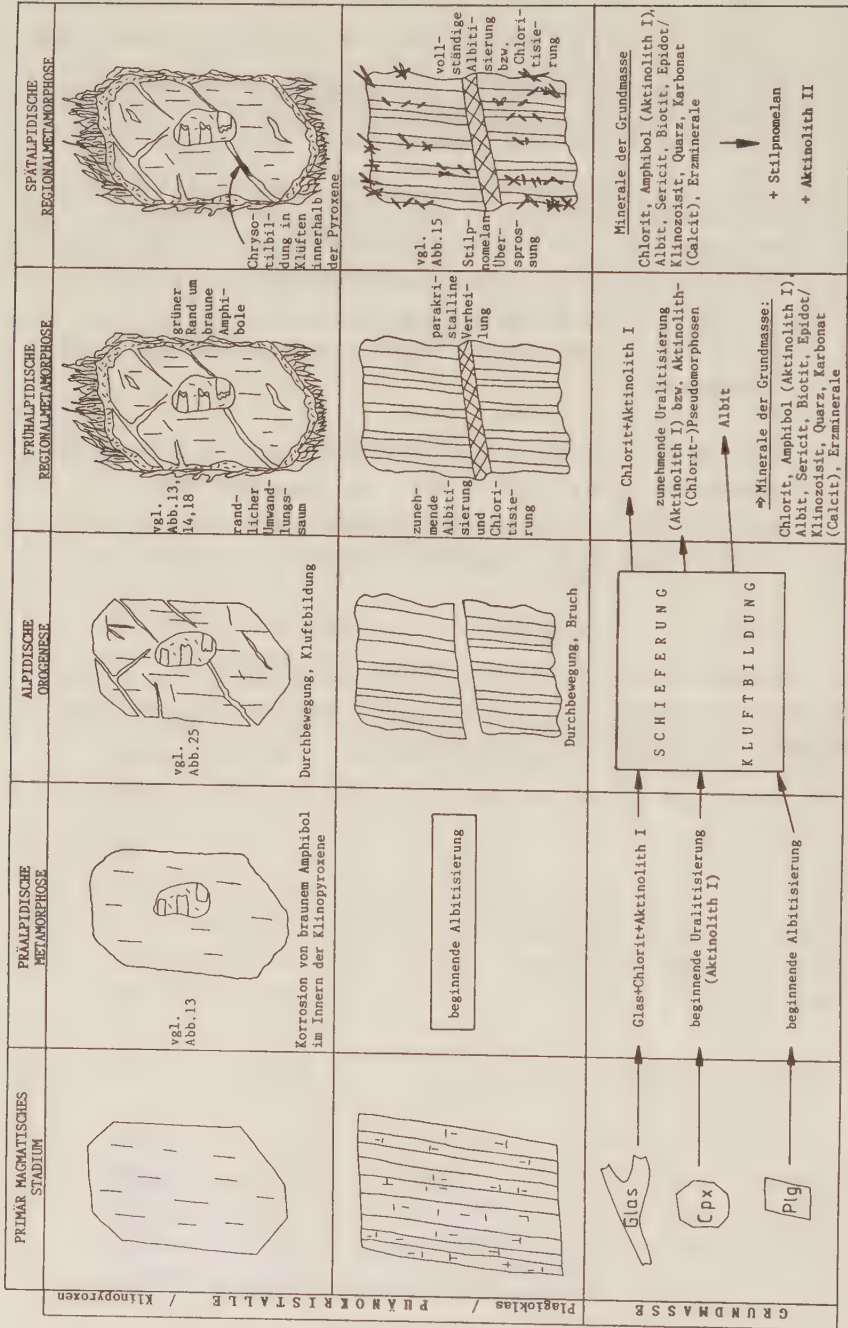


Abb. 57: Schematische Übersicht über die polymetamorphe Entwicklung des Mineralbestandes basaltischer Magmatite aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone.

7. GEOCHEMIE DER LAVEN

Die Klassifikation basaltischer Gesteine beruht auf deren chemischer Zusammensetzung und Mineralbestand. Die chemische Analyse des Gesteins ist somit neben der petrographischen Bearbeitung Grundlage für die Bestimmung des Basalttyps und seiner geotektonischen Förderposition. Voraussetzung ist dabei, daß die chemische Zusammensetzung unverändert bleibt. Bei alterierten bzw. metamorph überprägten Vulkaniten - wie sie in der Nördlichen Grauwackenzone vorkommen - stellt sich die Frage nach der Immobilität der für die Unterscheidung wichtigen chemischen Elemente. Hierzu wird in Kapitel 7.2 Stellung genommen. Zum besseren Verständnis soll jedoch vorerst ein Überblick über die Klassifikation basaltischer Gesteine gegeben werden.

7.1 Einführung in die Klassifikation basaltischer Magmen

Tholeiitische und alkalibasaltische Magmen (als Ausgangsschmelzen) bzw. deren intermediäre und saure Differentiate lassen sich in ganz unterschiedlichen tektonischen Positionen nachweisen. Dabei sind tholeiitische Basalte typisch für die ozeanische Kruste, Back-Arc-Basin-Bereiche, ozeanische Inseln, einige Inselbögen und kontinentale Flutbasalte. Alkalische Basalte sind hauptsächlich für ozeanische Inseln und Kontinente typisch. Das folgende Klassifikationsschema zeigt die unterschiedlichen geotektonischen Förderpositionen basaltischer Magmen (Abb. 58). Die sich daran anschließenden Erläuterungen sind, ebenso wie das Schema selbst, aus CARMICHAEL, TURNER & VERHOOGEN (1974), HAWKINS (1976), PEARCE & CANN (1973), SAUNDERS et al. (1980), SCHMINCKE (1986) und UYEDA (1984) zusammengestellt.

Aus plattentektonischer Sicht läßt sich zwischen einer Förderung basaltischen Materiales innerhalb einer großtektonischen Platte bzw. an deren Außenrand unterscheiden (vgl. Abb. 58):

PLATTENINNERES (A)

Bei einer Förderung im Platteninneren kann es sich sowohl um ozeanische als auch um kontinentale Kruste handeln. In beiden Positionen treten tholeiitische und alkalische Magmen auf.

Kontinentale Kruste (1)

Alkalische Kontinentalbasalte kommen zum Beispiel im ostafrikanischen Grabensystem oder den Vulkanfeldern der Eifel vor, Tholeiite als Flutbasalte im Columbia River Plateau und dem Deccan Trap (Analysen-Beispiele siehe Tab. 6, 1+2).

Aufgrund der erwiesenen submarinen Förderung der in dieser Arbeit untersuchten Laven (Pillow-Basalte) ist das Vorkommen von Kontinentalbasalten auszuschließen.

Ozeanische Kruste (2)

Innerhalb einer ozeanischen Kruste entstehen durch vulkanische Aktivitäten Seamounts oder echte ozeanische Inseln. Die weitaus häufiger vorkommenden Seamounts haben im Gegensatz zu den echten ozeanischen Inseln aufgrund geringerer Magmenförraten das Auftauchstadium über die Wasseroberfläche nicht erreicht. Möglich ist auch eine spätere Erosion und Absenkung einer ehemaligen Vulkaninsel. Seamounts, die eine abgestumpfte Kegelform aufweisen, werden als 'guyots' bezeichnet.

Die Zusammensetzung vulkanischer Inseln bzw. Seamounts ist meist alkali-basaltisch (alkalisch bis stark SiO_2 -untersättigt: Nephelinite, Basanite, mit hohem normativen Nephelin). Beispiel hierfür sind die Kanarischen Inseln, Hawaii, Tahiti, St. Helena, Island. Seltener sind auch tholeiitische Magmen nachweisbar (Hawaii, Island, Galapagos).

Im Vergleich zu Basalten Mittelozeanischer Rücken haben Tholeiite ozeanischer Inseln höhere Verhältnisse an initialem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, eine merkliche Anreicherung leichter Seltenerdelemente und höhere Gehalte an TiO_2 , K_2O und P_2O_5 (Analysen-Beispiele siehe Tab. 6, 3+4+5).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46.50	50.00	45.68	47.44	49.31	49.27	43.15	48.80	59.59	51.57	53.74
TiO ₂	2.30	2.70	3.39	2.19	3.13	1.26	2.70	1.20	.77	.80	1.05
Al ₂ O ₃	16.10	13.90	16.04	14.17	12.67	15.91	13.46	16.40	17.31	15.91	15.84
Fe ₂ O ₃	3.50	8.70	2.50	4.37	4.75	2.76	4.52	2.00	3.33	2.74	3.25
FeO	7.50	5.30	9.61	7.97	10.31	7.60	8.22	6.90	3.13	7.04	4.85
MnO	.20	.20	.22	.20	.26	.13	.11	.20	.18	.17	.11
MgO	7.40	4.40	5.72	7.25	4.69	8.49	10.80	8.60	2.75	6.73	6.36
CaO	10.90	5.40	9.06	11.11	9.10	11.26	9.80	12.60	5.80	11.74	7.90
Na ₂ O	3.10	3.90	3.72	2.46	3.01	2.58	3.47	2.40	3.85	2.41	2.38
K ₂ O	1.10	1.60	1.41	.33	.56	.19	1.63	.18	2.04	.44	2.57
P ₂ O ₅	.40	.40	.59	.27	.57	.13	.75	.08	.26	.11	.54
H ₂ O ⁺	-	3.30	1.82	1.25	.68	.35	1.21	.30			
H ₂ O ⁻	-	-	.28	.81	.76	.51	.15	.27	1.26	.45	1.09
Summe	99.00	99.80	100.04	99.82	99.80	100.44	99.97	99.93	100.00	100.11	99.68
Q	-	-	-	-	2.9	-	-	-	14.8	2.3	5.4
or	6.6	8.5	2.0	3.4	1.1	9.6			12.2	2.6	15.4
ab	19.3	23.6	21.3	25.9	21.8	9.7			30.7	20.5	20.4
an	27.1	23.4	27.3	19.8	31.2	16.3			25.5	31.4	25.3
ne	3.9	4.6	-	-	-	10.7			-	-	-
ac	-	-	-	-	-	-			-	-	-
di	20.3	15.3	22.4	18.7	19.2	22.2			1.6	21.4	8.8
wo	-	-	-	-	-	-			-	-	-
hy	-	-	-	13.0	17.5	13.6	-		8.3	16.1	16.6
ol	14.3	13.1	5.4	-	5.9	16.8			-	-	-
mt	3.2	3.6	3.6	4.4	4.0	6.6			4.9	4.0	4.8
il	4.4	6.6	4.3	6.1	2.4	5.1			1.5	1.5	2.0
ap	.9	1.4	.6	1.4	.3	1.6			.6	.3	1.3
Summe	100.0	100.1	99.9	100.1	99.5	98.6			100.1	100.1	100.0

- 1: Durchschnitt von 8 kontinentalen Alkalibasalten, Kamasa range (HUGHES, 1982, S.332)
 2: Durchschnitt von 3 kontinentalen Tholeiiten, Keweenaw peninsula (HUGHES, 1982, S. 346)
 3: Durchschnitt von 4 Alkalibasalten ozeanischer Inseln, St. Helena (HUGHES, 1982, S. 304)
 4: Durchschnitt von 3 Olivin-Tholeiiten ozeanischer Inseln, Thurgau (HUGHES, 1982, S. 439)
 5: Durchschnitt von 7 Tholeiiten ozeanischer Inseln, Thurgau (HUGHES, 1982, S. 439)
 6: Tholeiit, Ozeanboden (CARMICHAEL, TURNER, VERHOGEN, 1974, S.376)
 7: Alkali-Olivin-Basalt, Ozeanboden (CARMICHAEL, TURNER, VERHOGEN, 1974, S. 376)
 8: Durchschnitt von 11 Basalten, Lau Basin (HAWKINS, 1976, S. 290)
 9: Anbest (HUGHES, 1982, S. 378)
 10: Inselbogen-Tholeiit (HUGHES, 1982, S.378)
 11: Shoshonit (HUGHES, 1982, S. 378)
- Freie Plätze: keine Angaben der Autoren.

Tab. 6: Repräsentative Basaltanalysen verschiedener geotektonischer Positionen.

PLATTENRAND (B)

Ozeanische Kruste (4)

An divergierenden ozeanischen Plattenrändern entstehen durch Sea Floor Spreading Vulkanzonen wie die des Mittelozeanischen Rückens (Ozeanboden) und der Back-Arc-Basin-Bereiche.

Mittelozeanischer Rücken (Ozeanboden) (4.1)

Die Basalte aus dem Bereich des Mittelozeanischen Rückens sind in der Hauptsache Tholeiite (häufig Olivin-Tholeiite), daneben treten auch Alkalibasalte auf.

Im Vergleich zu Tholeiiten anderen Ursprungs weisen die Ozeanbodentholeiite höhere Gehalte an MgO und CaO und niedrigere Gehalte an P_2O_5 , K_2O , TiO_2 und den Seltenerdelementen auf. Barium, Rubidium, Strontium, Blei, Thorium, Uran und Zirkonium sind ebenfalls niedrig bis sehr niedrig (Analysen-Beispiele siehe Tab. 6, 6+7).

Back-Arc-Basin-Bereiche (4.2)

Hier handelt es sich um Gebiete junger ozeanischer Kruste mit Spreading-mechanismus auf der Innenseite aktiver Bögen. Diese sind deutlich vom Mittelozeanischen Rücken abgesetzt. Der Spreading-Mechanismus wird hier, ebenso wie am Mittelozeanischen Rücken, durch Plattenbewegungen bestimmt (Beispiele: Westlich des Schottischen Bogens, Westteil der Beringsee hinter dem Westteil des Aleuten Bogens, Teile der philippinischen See hinter dem Izu-Bonin und Mariana Bogen, Lau Basin, westlich des Tonga-Kermadec Bogens).

Anstelle der Bezeichnung Back-Arc-Basin wird in der Literatur auch häufig der Begriff des Marginal Basins verwendet. Damit ist ein passives Back-Arc-Basin ohne einen unmittelbar angrenzenden Inselbogen gemeint.

Back-Arc-Basin-Basalte stehen chemisch häufig zwischen Inselbogen-Tholeiiten und Basalten ozeanischer Rücken. Die Unterscheidung ist unter anderem aufgrund ihrer Gehalte an Seltenerdelementen und dem initialen $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis möglich (vgl. dazu auch Abb. 59 und Abb. 61; Analysen-Beispiele siehe Tab. 6, 8).

Ozeanische/Kontinentale Kruste (3)

An konvergierenden Plattenrändern bilden sich Subduktionszonen aus. Dabei kann man zwischen der Kollision zweier ozeanischer Platten und der einer ozeanischen mit einer kontinentalen Platte unterscheiden. Im ersten Fall

spricht man von einem Inselbogen, im zweiten Fall von einem **aktiven Kontinentalrand**.

Inselbogen (Mariana-Typ, low-stress-Typ) (3.1)

Beim Abtauchen einer ozeanischen Platte unter eine andere ozeanische ist der Abtauchwinkel steil ($>45^\circ$), die Verbindung beider Platten eher schwach. Die subduzierte Platte stellt meist älteres Krustenmaterial dar. Es entstehen weniger massive Inselbögen aber eine große Anhäufung abhängiger basaltischer Magmen, die die ozeanische Basement-Kruste überdecken. Im Hinterland des Bogens erfolgt Dehnung, es bildet sich ein Back-Arc-Basin aus (siehe 4.2).

Die Magmen sind vorwiegend basaltisch (Inselbogen-Tholeiite), auch rhyolithisch, seltener andesitisch.

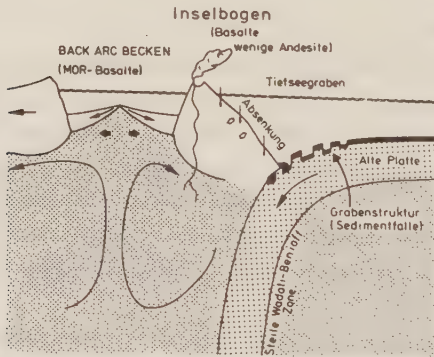


Abb. 59: Mariana-Typ einer Subduktionszone nach UYEDA (1984) aus SCHMINCKE (1986). Erläuterungen siehe Text.

Aktiver Kontinentalrand (Chile-Typ, low-stress-Typ) (3.2)

Wird eine ozeanische Platte (meist junges Krustenmaterial) unter eine andere, in der Regel kontinentale Platte subduziert, so herrscht über der Subduktionszone Kompression. Es entsteht eine Zone starker tektonischer Beben. Der Abtauchwinkel der subduzierten Platte ist flacher als beim Mariana-Typ ($<45^\circ$). Beide Platten sind mechanisch eng miteinander verbunden. Gut entwickelte Cordilleren-Typ-Bergketten, die von andesit-

ischen Stratovulkanen bedeckt werden, sind charakteristisch für diese Art von Subduktionszone. Die Magmendifferentiation ist allgemein groß.

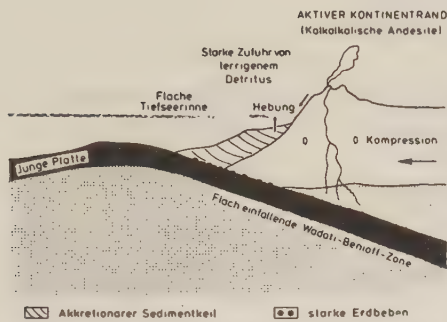


Abb. 60: Chile-Typ einer Subduktionszone nach UYEDA (1984) aus SCHMINCKE (1986). Erläuterungen siehe Text.

Abb. 61 zeigt die Klassifikation von Bögen (Subduktionszonen) sowie typische Beispiele von Inselbögen und Back-Arc-Basins (UYEDA, 1984) (Analysen-Beispiele siehe Tab. 6, 9+10+11).

Classification				Stress regime	Typical examples
Arc	Continental arc (without back arc basins)			Compressive (or neutral)	Peru-Chile Alaska
	Island arc (with back-arc basin)	Back-arc inactive	Back-arc inactivated	Compressive (or neutral)	Kuril, Japan Shikoku, Parece Vela Basins
			Back-arc trapped	Compressive (or neutral)	Bering Sea
		Back-arc active	Back-arc spreading	Tensional	Mariana Trough Scotia Sea Lau Basin
			Leaky transform	Tensional with shear	Andaman Sea

Abb. 61: Klassifikation von Inselbögen (Subduktionszonen) nach UYEDA (1984).

Im folgenden werden die wichtigsten geochemischen und petrographischen

Unterschiede von Tholeiiten gegenüber Alkalibasalten zusammengefaßt (zusammengestellt aus CARMICHAEL, TURNER & VERHOOGEN (1974), HUGHES (1982), MATTHES (1983)).

A. GEOCHEMIE

Tholeiit

Höhere Si-Aktivität $\Rightarrow$ SiO_2 -kritisch gesättigt, hy-normativ. Bei SiO_2 -Sättigung zusätzlich noch Qz-normativ.

Alkalibasalt

Geringere Si-Aktivität $\Rightarrow$ SiO_2 -untersättigt, ne-normativ.

Höhere Gehalte an Alkalien, speziell Natrium, relativ zu Aluminium und Silizium.

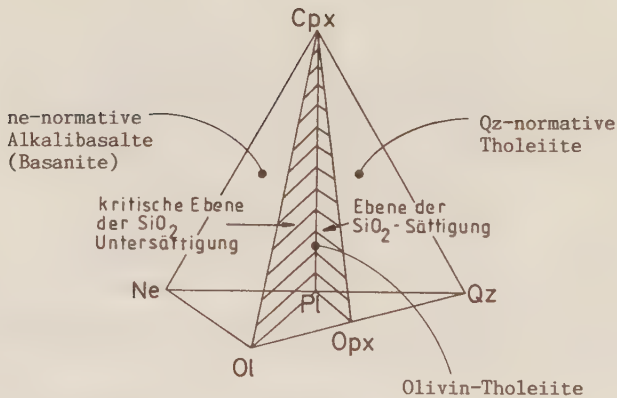


Abb. 62: Lage von Tholeiiten und Alkalibasalten, dargestellt im erweiterten, Fe-haltigen Basaltssystem nach YODER & TILLEY (1962) (aus MATTHES, 1983).

B: PETROGRAPHIE

	Tholeiit	Alkalibasalt
Phäno- kristalle	Selten großer Olivin Orthopyroxen möglich Plagioklas häufig	Häufig mittelkörniger Olivin Kein Orthopyroxen Plagioklas weniger häufig
	Klinopyroxen: Wenn Augit, dann häufig gemeiner Augit von hellbrauner Farbe	Klinopyroxen: Ca-Augit (Salit) oft Ti-haltig (→ Ti-Augit)
Grund- masse	Relativ feinkörnig, häufig intergranular Kein Olivin Pyroxen: Pigeonit (Hypers- then) mit sub-Ca-Augit oder Augit oder sub-Ca-Augit Plagioklas (An_{50-70}) Kein Alkalifeldspat Biotit fehlt oder sehr selten Glasanteile	Gröber körnig, intergranular - subophitisch - ophitisch möglich Olivin Pyroxen: Nur Ti-Salit Plagioklas (An_{50-70}) Alkalifeldspat möglich, Foide Biotit möglich Keine Glasanteile oder sehr selten
Akzes- sorien	Apatit, Ti-Magnetit, Ilmenit, selten Opal	Magnetit, Apatit

7.2 Über die chemische Analyse alterierter basischer Magmatite

Im Falle nicht alterierter bzw. metamorphosierter Basalte lassen sich die spezifischen Merkmale der verschiedenen Basalttypen durch mikroskopische Untersuchungen und Gesamtgesteinsanalysen nachvollziehen. Im Falle der in dieser Arbeit untersuchten Tholeiite und Alkalibasalte gestaltet sich dies jedoch erheblich schwieriger. Sämtliche Gesteine wurden durch Alterationsprozesse, durch metamorphe Umwandlung und nicht zuletzt durch die

	HART et al. (1974)	PEARCE (1975)	SEYFRIED & BISCHOFF (1980)	GARCIA (1978)	MIYASHIRO (1978)	
	Alterierung	Verwitterung	Metamorphose	Alterierung + Metamorphose	Ozeanboden- metamorphose	Spilitisierung
SiO ₂	- bis --	-	+	- bis --	- bis +	+/-
TiO ₂	- bis +	+	0	+/-	- bis +/-	
Al ₂ O ₃	-- bis +	0	--	+/- bis -	- bis +/-	
Fe ₂ O ₃	++	+	+	+/- bis -	++	
FeO	++			++		
MnO	++					
MgO	+/-	--	+	+/- bis ++		
CaO	--	--	--	-	--	--
Na ₂ O	++	++	-	-		+
K ₂ O	++	++	-	-		+
P ₂ O ₅	+/- bis ++					
H ₂ O	++			+	+/- bis +	
Cr	0	+/- bis 0			+	
Rb	+		+			
Sr	0 bis +	++	+/-			
Y	0	0				
Zr	0 bis +/-	0				
Nb	0	0				

0: Ohne Veränderung
 ++: Anreicherung
 ++: Erhebliche Anreicherung
 -: Abnahme
 --: Erhebliche Abnahme
 +/-: Geringfügig mobil
 Freie Plätze: keine Angaben der Autoren

Tab. 7: Chemismusveränderungen an basischen Magmatiten. Angaben mehrerer Autoren.

Verwitterung in ihrer chemischen Zusammensetzung stark verändert. Sie sind in der Regel spilitisiert: Anstelle von Anorthit-reichem Plagioklas besteht die Grundmasse aus Albit und Chlorit. Wie aus Tab. 7 zu ersehen ist, werden vor allem die Konzentrationen der Hauptelemente durch die oben genannten Prozesse (Umwandlungen) verändert. Das Diagramm nach MASON (1966) (Abb. 63) macht deutlich, daß insbesondere Ionen mit großem Radius und kleiner Kernladungszahl (d.h. Alkalien und Erdalkalien wie Na, K, Ca und Mg) leichter löslich sind als Ionen mit mittlerem Radius und mittlerer Ladungszahl, da diese schwerlösliche Hydroxide bilden (z.B. Fe, Al, Ti, Zr und die Seltenerdelemente). Ionen mit kleinem Radius und hoher Ladungszahl (wie Si, S, N) sind ebenfalls mobil.

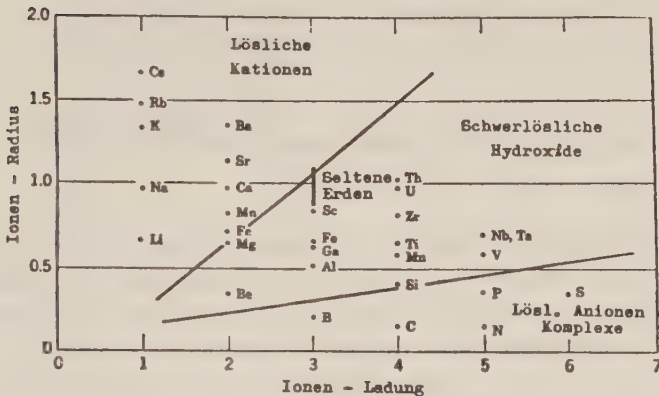


Abb. 63: Ionen-Radius und Ionen-Ladung sowie die davon abhängigen Löslichkeitsunterschiede einiger wichtiger Elemente. Nach MASON (1966) aus LOESCHKE (1979).

Natrium, Kalium, Silizium, Calcium und Magnesium werden durch hydrothermale Umwandlung während der Abkühlung, durch submarine Verwitterung, Austauschvorgänge während der Diagenese der benachbarten Sedimente und durch die Metamorphose am meisten beeinflusst. Dies kann zu einer Verfälschung der Norm-Berechnung führen (LOESCHKE, 1979).

Abb. 64 zeigt die normativen Mineralbestände der bearbeiteten Laven. Obwohl nach diesem Diagramm alle Proben als 'frische Basalte' anzusprechen sind, fällt die Analyse des Alkalibasaltes P2/3 in das Feld der Olivin-

Tholeiite. Aus diesem Grund wurde auf eine weitreichendere Darstellung der analysierten Basalte (vgl. dazu Kap. 7.4) mittels CIPW-Norm verzichtet.

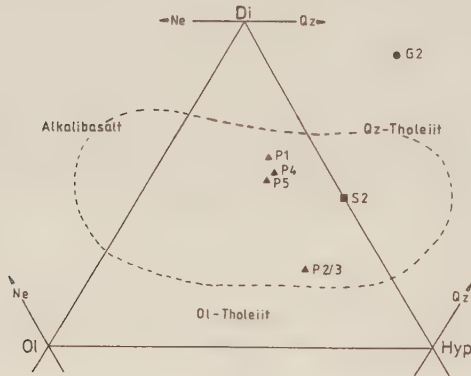


Abb. 64: CIPW-Norm der untersuchten Laven. Der gestrichelte Bereich umschließt das Feld für 'frische Basalte' nach COOMBS (1963).

Auch das häufig benutzte Diagramm zur Festlegung der Alkalinität nach PEACOCK (1931) war aufgrund der offensichtlichen Veränderung von Calcium, Natrium, Kalium und Silizium nicht anwendbar. Für die untersuchten Basalte der Glemmtal-Einheit ergab sich in keinem der Teilgebiete ein Schnittpunkt der Analysen, so daß die Alkalinität der Gesteine nicht festgelegt werden konnte (Abb. 65, Abb. 66).

Ähnliche Ergebnisse in Bezug auf die Veränderung der Elemente durch Alteration und Metamorphose liefert auch das AFM-Diagramm (Abb.67). Die Tholeiite (und Alkalibasalte) der Glemmtal-Einheit streuen zu einem erheblichen Anteil im Feld der Kalkalkalibasalte, was durch die Mobilität von Natrium, Kalium, Magnesium und Eisen zu erklären ist.

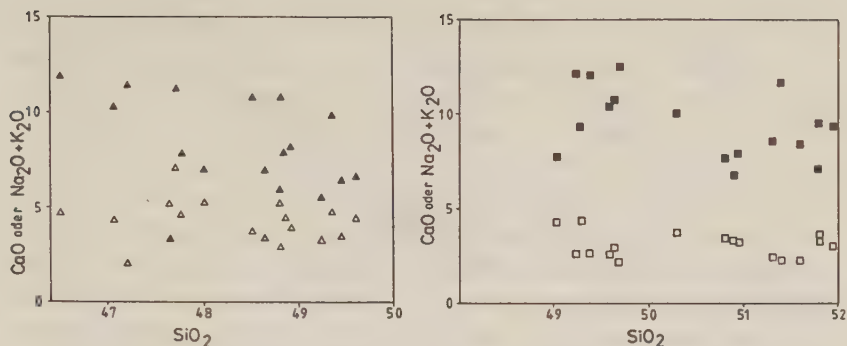


Abb. 65: CaO bzw. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ -Diagramm zur Festlegung der Alkalinität nach PEACOCK (1931). Sowohl bei den Daten des südlichen Pletzergrabengebietes (linkes Bild) als auch bei denen des vorderen Saalachtales (rechtes Bild) ergab sich kein Schnittpunkt, so daß die Alkalinität der Laven nicht festgestellt werden konnte.
 ▲ bzw. ■ : $\text{CaO}-\text{SiO}_2$. △ bzw. □ : $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$.

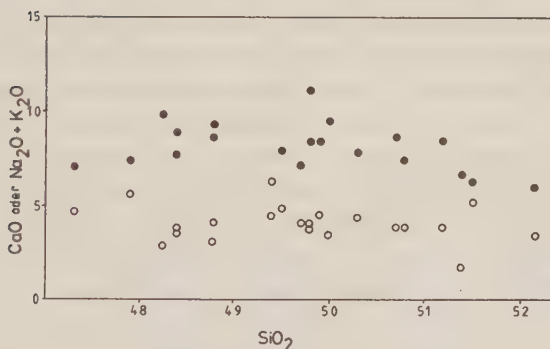


Abb. 66: CaO bzw. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ -Diagramm zur Festlegung der Alkalinität nach PEACOCK (1931). Für die Analysen aus dem Gebiet des Geiststeins ergab sich kein Schnittpunkt, so daß die Alkalinität der Laven nicht festgestellt werden konnte.
 ● : $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ ○ : $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$.

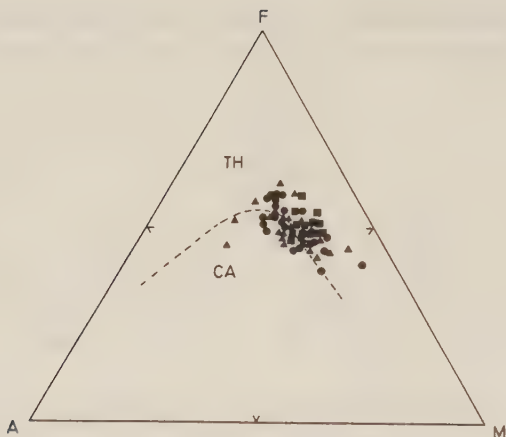


Abb. 67: Darstellung der untersuchten Basalte der Glemmtal-Einheit im AFM-Diagramm. Trennlinie nach IRVINE & BARAGAR (1971) - TH:Tholeiit, CA: Kalkalkalibasalt. Ein erheblicher Teil der Analysen belegt das Feld der Kalkalkalibasalte.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß alle Hauptelemente durch Alteration und Metamorphose mobilisiert wurden. Ionen mit hoher Feldstärke mit einem Radius/Ladungsverhältnis < 0.2 (Zr, Hf, P, Nb, Ta - dies sind vorwiegend Spurenelemente) sowie die Seltenerdelemente gelten nach SAUNDERS et al. (1980) als immobil. Andere Autoren schränken die Immobilität der Seltenerdelemente jedoch ein: WOOD et al. (1976) stellen fest, daß die leichten Seltenerdelemente unter metasomatischen Bedingungen und Bedingungen der Zeolithfazies ebenfalls mobil sein können. Auch FLOYD (1977), HELLMAN et al. (1979) nehmen eine solche Mobilität an. Nach WINCHESTER & FLOYD (1977) werden neben Zirkonium, Titan, Yttrium und Niob nur noch Cer, Gallium und Scandium als immobil und somit für die Interpretation von Gesamtgesteinsanalysen alterierter Basalte als verwendbar angesehen. Nach WOOD et al. (1976) sind dies Titan, Zirkonium, Niob, Tantal und Phosphor.

Nachdem die Möglichkeiten der Interpretation von Gesamtgesteinsanalysen alterierter Basalte infolge der geringen Zahl nachweislich immobiler Elemente erheblich eingeschränkt sind, liegt es nahe, aufgrund der che-

mischen Zusammensetzung reliktscher Minerale Rückschlüsse auf das Ausgangsmagma zu ziehen. Hierfür bieten sich Klinopyroxene an, da ihre chemische Zusammensetzung - wie die des Gesamtgesteins - für das Magma spezifisch ist, im Gegensatz zum Gesamtgestein durch Alteration und Ozeanbodenmetamorphose jedoch nicht verändert wird (AGGARWAL et al. 1984); COOMBS (1963); LETERRIER et al. (1982); NISBET & PEARCE (1977)). Pyroxene sind die einzigen metastabilen unveränderten Relikte, die bis in die Grünschieferfazies, der die bearbeiteten Tholeiite und Alkalibasalte zuzuordnen sind, erhalten bleiben (LOESCHKE, 1979). Mikrosondenanalysen (EMA) reliktscher Klinopyroxene sind somit für die Erforschung der Magmenchemie alterierter basischer Magmatite am besten geeignet, wie die Untersuchungen vieler Autoren belegen: AGGARWAL et al. (1984); CAPEDEI et al. (1979); CAPEDEI & VENTURELLI (1979); CAWOOD (1984); GARCIA (1975, 1979); HASHIMOTO (1972); HOSSAIN (1977); LE BAS (1962); LETERRIER et al. (1982); MURPHY et al. (1985); NISBET & PEARCE (1977); OFFLER (1979, 1984); OFFLER & AGUIRRE (1984); PEMBERTON & OFFLER (1985); SCHWEITZER et al. (1979); VALLANCE (1969, 1974).

7.3 Klinopyroxene als Magmenindikatoren

7.3.1 Einführung

Die in dieser Arbeit untersuchten Schicht- und Pillow-Laven sind in dem Grad ihrer Alteration und Ozeanbodenmetamorphose dem unteren bis mittleren Bereich der Grünschieferfazies zuzuordnen (vgl. Kap. 6). Die in diesem Bereich möglichen Chemismusveränderungen wurden im Kap. 7.2 ausführlich diskutiert. Im folgenden wird nun anhand der Pyroxenchemie ein geeigneter Weg aufgezeigt, das ursprüngliche Magma sowie die geotektonische Förderposition der Gesteine zu bestimmen.

Die chemische Zusammensetzung von Pyroxenen ist spezifisch für das Magma, aus dem sie auskristallisieren (KUSHIRO, 1960; LE BAS, 1962; COOMBS, 1963). Klinopyroxene eignen sich daher als Magmenindikatoren. Dabei können, soweit die ursprüngliche Zugehörigkeit zum Ausgangsmagma gesichert erscheint, sowohl Pyroxene der Grundmasse als auch Phänokristalle verwendet werden.

Die in dieser Arbeit angewendeten Diagramme verschiedener Autoren basieren in der Regel auf der statistischen Auswertung und Felderabgrenzung von mehreren hundert repräsentativen Analysen von Klinopyroxenen, deren Ausgangsmagma und geotektonische Stellung bekannt ist.

So verwenden SCHWEITZER et al. (1979) nicht verändertes und alteriertes Material von Tholeiiten und Alkalibasalten aus dem Deep Sea Drilling Project zur Erstellung der Systematik und Felderabgrenzung.

LETERRIER et al. (1982) betreiben anhand von über 1200 Analysen von Klinopyroxenen rezenter Vulkanite bekannter Herkunft eine statistische Studie zur Felderabgrenzung der verschiedenen Basaltvarietäten. Sie beschreiben die Methode der Pyroxenchemie als einen geeigneten Weg, das Magma und die Genese metamorph überprägter Paläovulkanite festzulegen. Die Zuverlässigkeit der Diagramme wird anhand von mehreren mesozoischen und paläozoischen Metabasit- und Spilitvorkommen aus Venezuela, der Türkei, Frankreich und den Antillen nachgewiesen. LETERRIER et al. (1982) weisen auch darauf hin, daß eine im Verhältnis zu Gesamtgesteinsanalysen geringe Anzahl an Proben ausreicht, um signifikante Aussagen zu ermöglichen.

Die Diagramme von GARCIA (1979) beruhen auf der Untersuchung von Klinopyroxenen metamorpher Gesteine, die der Prehnit-Pumpelleyit- bzw. Grünschieferfazies zuzuordnen sind.

Die von den oben genannten Autoren aufgestellten Diagramme fanden in den letzten Jahren immer häufiger ihre Anwendung. So belegen CAPEDRI & VENTURELLI (1979) die Herkunft von ophiolithischen Metabasalten aus dem mediterranen Raum (nördlicher Apennin, Toskana, Korsika, Jugoslawien, Troodos und Zypern) als 'normale' Rückenbasalte (nördlicher Apennin, Korsika) bzw. Inselbogenbasalte (Troodos). AGGARWAL et al. (1984) legen mit der Pyroxenchemie, verbunden mit Gesamtgesteinsanalysen, die Herkunft von Basalten und marinen Sedimenten (der unteren Grünschieferfazies) der Fernell Formation (British Columbia) als einen ozeanischen Inselbereich bzw. Seamount fest.

Mit Hilfe der verschiedenen Diagramme lassen sich Aussagen über den chemischen Charakter des Magmas (Tholeiit - Kalkalkalibasalt - Alkalibasalt) sowie über dessen geotektonische Förderposition (Basalte aus Dehnungszonen: Ozeanboden, Back-Arc-Basin - Basalt vulkanischer Inselbögen - Intraplatten-Tholeiit - Intraplatten-Alkalibasalt) machen.

	Tholeiit	Alkalibasalt
SiO ₂	50.6-51.7	48.0-49.3 (<48)
TiO ₂	< 1.0	>1.5
Al ₂ O ₃	< 3.3	3.8-6.0 (>4.0)
Cr ₂ O ₃	0.2-0.4	nahe 0
CaO	17-20	20.5-22.0
Na ₂ O	0.2-0.5	0.4-1.2

Tab. 8: Unterscheidungskriterien von Klinopyroxenen aus Tholeiiten und Alkalibasalten. Richtwerte aus der Literatur (HEKINAN, 1982; LETERRIER et al., 1982; NISBET & PEARCE, 1977; SCHWEITZER et al., 1979). Angaben in Prozent.

Wie aus der Tab. 8 zu ersehen ist, unterscheiden sich die Klinopyroxene aus Alkalibasalten von denen aus Tholeiiten durch hohe Al₂O₃-, TiO₂- und CaO-Gehalte, sowie durch niedrigere Gehalte an SiO₂. Dem- entsprechend sind Pyroxene in Tholeiiten meist Augite bis Endiopside, in Alkalibasalten eher Salite. Schweitzer et al. (1979) beschreiben als weiteres Kriterium den höheren Chromgehalt und die niedrigeren Natrium- und Eisengehalte von Tholeiiten gegenüber Alkalibasalten.

Aufgrund dieser Unterscheidungskriterien wurde die Pyroxenklassifikation anhand dieser Elemente durchgeführt. Dabei zeigte es sich, daß bei den SiO₂-, TiO₂- und Al₂O₃-Gehalten die Unterschiede vom tholeiitischen gegen- über dem alkalischen Chemismus am signifikantesten sind.

Die untersuchten Pyroxene sind in ihrer chemischen Zusammensetzung wenig differenziert. Es handelt sich ausschließlich um Ca-Mg-reiche Klinopy- roxene.

Zu der Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung von Pyroxenen durch Temperatur, Abkühlungsgeschwindigkeit, Wassergehalt und Sauerstoffpartial- druck der fluiden Phase wird in den oben genannten Diagrammen und Unter- suchungen nicht Stellung genommen. Nach BARBERI et al. (1971) können hoher P_{H₂O} und P_{O₂} die bevorzugte Kristallisation von Pyroxen gegenüber Plagio- klas begünstigen. HUGHES (1982) folgert daraus, daß extrem niedriger P_{H₂O} und P_{O₂} in einer alkalireichen Schmelze eine frühe Kristallisation von Plagioklas fördern würde, was eine Reduzierung von Aluminium in der Rest- schmelze zur Folge hätte. Dieses wiederum würde eine Änderung des Klio- pyroxenchemismus bedeuten. Inwieweit diese Fälle in der Natur eine Rolle

spielen, bleibt dahingestellt.

Was die Abkühlungsgeschwindigkeit betrifft, gelten die von den oben genannten Autoren getroffenen Unterscheidungskriterien für ein verhältnismäßig langsam abgekühltes Magma. Die Abkühlungsgeschwindigkeit läßt sich insoweit beurteilen, als schnelle Abkühlung zur Bildung zonierter Pyroxene führt (vgl. Kap. 5.3). AGGARWAL et al. (1984) und OFFLER (1979) raten daher, auf Analysen zonierter Pyroxene zu verzichten, da sie an Calcium, Eisen, Aluminium und Titan angereichert sein können und somit zu falschen Schlüssen verleiten.

In vorliegender Arbeit wurden vorwiegend nicht zonierte Klinopyroxene untersucht. Daneben wurden auch Analysen zonierter Pyroxene miteinbezogen (wie es von den übrigen Autoren gehandhabt wird). Auf die Fälle mit widersprüchlichen Ergebnissen wird gesondert hingewiesen.

Unter diesen Gesichtspunkten ist es zweckmäßig, Gesamtgesteinsanalysen zur Kontrolle bzw. zum Vergleich durchzuführen.

7.3.2 Vergleich mit Literaturdaten

Vergleicht man die Einzeloxide der untersuchten Klinopyroxene mit Werten aus der Literatur (Tab. 9), so läßt sich folgendes aussagen:

PROBE P1

Die Klinopyroxene entsprechen mit ihren TiO_2 -, Al_2O_3 - und CaO-Werten Tholeiiten verschiedenen Ursprungs und Basalten vulkanischer Inselbögen. Die Zugehörigkeit der Klinopyroxene zu Alkalibasalten ist aufgrund zu hoher SiO_2 - und MgO-Gehalte auszuschließen.

PROBE S2

Nach den SiO_2 -, TiO_2 -, FeO^* -, MgO- und CaO-Werten zu schließen, besteht bei den Pyroxenen der Schichtlava S2 eine Affinität zu Tholeiiten verschiedenen Ursprungs (Ozeanboden, Inselbogen). Einzig die Al_2O_3 -Gehalte sind mit denen von Klinopyroxenen aus Intraplatten-Alkalibasalten vergleichbar.

PROBE P2/3

Die in der Probe P2/3 untersuchten Pyroxene zeigen Ähnlichkeiten zu denen aus Alkalibasalten (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2).

PROBE P5

Mit ihren SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalten entsprechen die Klinopyroxene denen, die für Ozeanbodentholeiite und Inselbogentholeiite angegeben werden, TiO_2 spricht für eine Zugehörigkeit zu Inselbogentholeiiten oder Kalk-alkalibasalten. Alkalisches Ursprungsmagma ist auszuschließen.

PROBE P4

Die Klinopyroxene der Probe P4 sind mit denen von Tholeiiten aus Dehnungszonen (Ozeanboden, Mittelozeanischer Rücken, Back-Arc-Basin) vergleichbar (SiO_2 -, TiO_2 -, MgO -Gehalte). Einzig der CaO -Gehalt von 22.9% spricht für eine Ähnlichkeit zu Alkalibasalten.

PROBE G2

Die TiO_2 -Gehalte deuten auf tholeiitisches Magma, die MgO - und CaO -Werte nähern sich denen der Basalte vulkanischer Inselbögen. Alkalisches Magma ist für die Pyroxene der Pillow-Lava G2 auszuschließen.

BASALTE DER GLEMTAL-EINHEIT

PLATTENINNERES

PLATTENRAND

	ozeanischer Rücken, OFB				vulkanischer Inselbogen											
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	P1	S2	P2/3	P5	P4	G2
SiO ₂	51.70	51.33	49.29	51.22	50.63	50.70	51.40	49.20	49.09	48.16	50.87	51.17	49.78	51.64	51.14	50.12
TiO ₂	.76	.87	1.50	.53	.51	.67	.94	1.77	1.62	1.77	.89	.90	1.63	.58	.71	.97
Al ₂ O ₃	3.10	3.12	3.75	2.99	3.26	3.30	3.20	4.10	3.94	5.88	3.61	5.30	3.66	3.11	2.93	2.93
Cr ₂ O ₃	-	.37	.02	.17	.12	-	-	-	.34	.17	.33	.16	.19	.79	.43	.14
FeO*	7.80	8.21	8.76*	8.56	9.23	9.10	11.50	11.30	9.75	7.67	6.31	7.52	8.26	4.82	6.74	9.35
			2.16**													
MnO	.20	.25	.24	.29	.27	.26	.42	.43	.22	.38	.13	.15	.15	.16	.14	.21
MgO	16.50	16.23	13.21	15.08	15.09	15.30	14.80	10.90	13.03	13.42	16.89	16.12	14.65	17.87	16.21	15.76
CaO	19.40	19.26	20.62	20.41	20.13	19.80	17.10	20.50	21.36	21.65	20.29	20.51	22.65	20.43	22.90	20.76
Na ₂ O	.21	.29	.30	.27	.28	.35	.47	1.17	.41	.67	.34	.14	.36	.36	.42	.31
Summe	99.67	99.93	99.85	99.52	99.52	99.48	99.36	99.37	99.76	99.77	99.66	11.97	11.33	99.76	11.62	11.55
Proben- zahl	n=77	n=82	n=79	n=66	n=121	n=73	n=26	n=82	n=80	n=38	n=17	n=4	n=13	n=7	n=16	n=15

A: Tholeiit (NISBET & PEARCE, 1977)

B: Tholeiit (LETERRIER et al., 1982)

C: Alkalibasalt (SCHWEITZER et al., 1979)

D: Kalkalkalibasalt (LETERRIER et al., 1982)

E: Tholeiit

F: Vulkanischer Inselbogenbasalt

G: Intraplatten-Tholeiit

H: Intraplatten-Alkalibasalt

I: Alkalibasalt ozeanischer Inseln

J: Alkalibasalt, Kontinentalbasalt

* : Angabe in FeO
** : Angabe in Fe₂O₃

OFB : Ozeanbodenbasalt

FeO* : Gesamtisen, gemessen als FeO

* : Angabe in FeO

** : Angabe in Fe₂O₃

Tab. 9: Vergleich der Durchschnittszusammensetzungen der Klinopyroxene der untersuchten Laven (Basalte der Glemmtal-Einheit) mit Daten aus der Literatur. Angaben in Gewichtsprozent. Strukturformeln der Basalte der Glemmtal-Einheit siehe Tabelle 2.

7.3.3 Auswertung und Ergebnisse

Bei den in den Diagrammen verwendeten Daten handelt es sich um Punktmessungen (Einzelmessungen) repräsentativer Klinopyroxene. Pro Probe wurde folgende Anzahl von Messungen ausgewertet:

P1 : n=19

S2 : n= 4

P2/3: n=13

P5 : n= 7

P4 : n=16

G2 : n=15

Aufgrund des oft nahezu identischen Chemismus kommt es in einigen Fällen zur Überlappung der Signaturen innerhalb der Diagramme. Ein direkter Rückschluß der außerhalb der gekennzeichneten Felder streuenden Daten auf eventuelle mikroskopische Besonderheiten ist im allgemeinen nicht zu ziehen. Lediglich die Werte der Randzonierungen Ti-führender Klinopyroxene zeigen zum Teil Auffälligkeiten. Auf sie wird im Text gesondert hingewiesen.

7.3.3.1 Chemismus der Laven

Unterscheidung: Alkalisches - Subalkalisches Magma

Anhand der folgenden fünf Diagramme wird untersucht, ob die Klinopyroxene der bearbeiteten Laven alkalischen oder subalkalischen Basalten (in diesem Fall Tholeiite oder Kalkalkalibasalte) zuzuordnen sind.

-1- GARCIA (1979) unterscheidet in seinem TiO_2 - Al_2O_3 -Diagramm (Abb. 68) zwischen Pyroxenen aus alkalischen und 'nicht alkalischen' Vulkaniten.

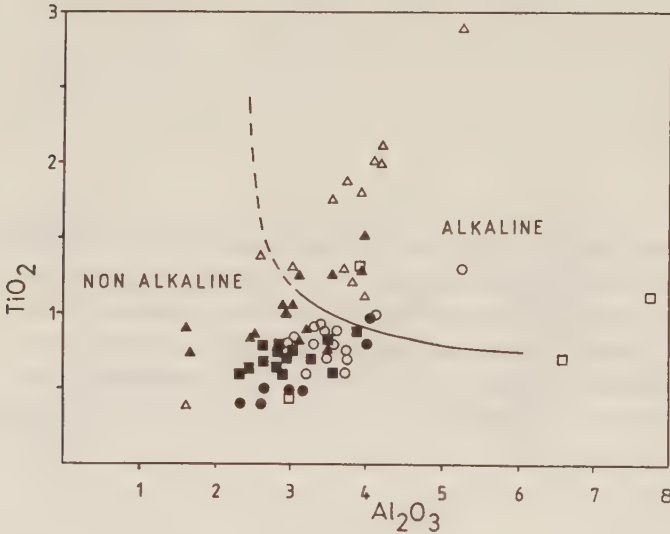


Abb. 68: TiO_2 - Al_2O_3 -Diagramm nach GARCIA (1979). Die Daten der Proben P1, P5, P4 und G2 liegen im nicht alkalischen Feld, P2/3 im alkalischen. Für S2 läßt sich keine eindeutige Aussage treffen.
-○ P1-□ S2-△ P2/3-● P5-■ P4-▲ G2-

Die Klinopyroxenanalysen der Proben P1, P5, P4 und G2 liegen eindeutig im nicht alkalischen Feld. Bei den Werten von P1 und G2, die im alkalischen Feld liegen, handelt es sich um Randzonierungen der Ti-führenden Pyroxene. Die Probe P2/3 nimmt das alkalische Feld ein. Die Pyroxendaten der Probe S2 lassen keine eindeutige Aussage zu, es ist jedoch ein Trend zum Alkalischen zu beobachten.

-2- Im $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$ -Diagramm von LETERRIER et al. (1982) (Abb. 69) werden aufgrund statistischer Auswertung von über 700 Analysen Bereiche angegeben, in denen die Daten von Klinopyroxenen aus Alkalibasalten bzw. Tholei-

iten und Kalkkalkalibasalten streuen. Dabei bedeutet die Gerade die eigentliche Trennungslinie der Bereiche, die Felder (○) die statistischen Häufigkeitsbereiche der Klinopyroxene.

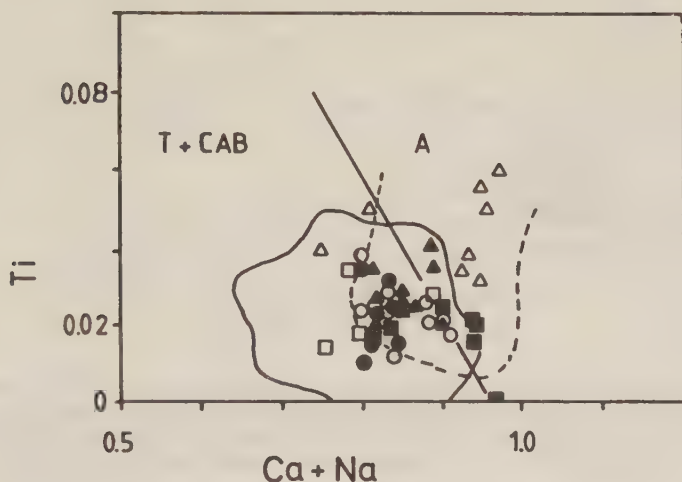


Abb. 69: Ti-(Ca+Na)-Diagramm nach LETERRIER et al. (1982). Die Pyroxenanalysen der Proben P1, S2, P5 und G2 fallen vorwiegend in den Bereich der Tholeiite und Kalkkalkalibasalte. P2/3 ist eindeutig alkalisch, P4 streut innerhalb beider Felder. T: Tholeiit - CAB: Kalkkalkalibasalt - A: Alkalibasalt - ○ P1 - □ S2 - △ P2/3 - ● P5 - ■ P4 - ▲ G2 -

Die Klinopyroxendaten der Proben P1, S2, P5 und G2 fallen in das Feld der Tholeiite und Kalkkalkalibasalte (= subalkalische Basalte). Die Analysen der Probe G2 mit alkalischem Trend stellen die Werte der Randzonierungen dar. Die Probe P2/3 ist eindeutig alkalisch, die Pyroxendaten der Probe P4 lassen in diesem Diagramm keine eindeutige Aussage zu.

-3- SCHWEITZER et al. (1979) (Abb. 70) trennen Tholeiite von Alkalibasalten aufgrund ihrer unterschiedlichen $Ti-(Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg)$ -Atomverhältnisse. Bis auf die Werte der Schichtlava P2/3 streuen alle Analysen in dem für Tholeiite angegebenen Feld. Für P2/3 kann man keine zweifelsfreie Zuordnung treffen.

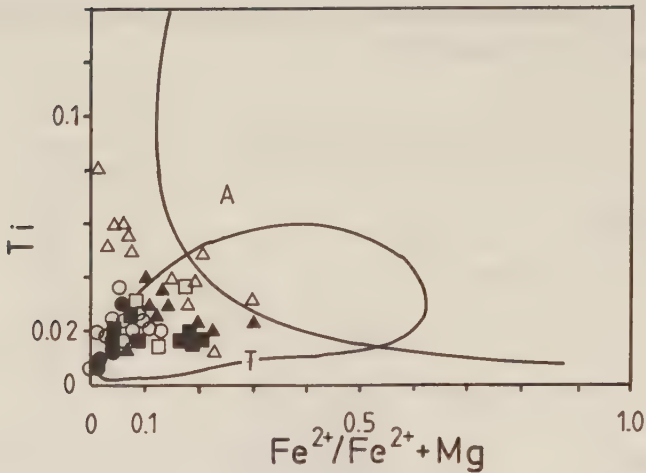


Abb. 70: Ti-($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$)-Diagramm nach SCHWEITZER et al. (1979). Die Werte der Probe P2/3 lassen sich nicht eindeutig zuordnen. Alle anderen Analysen streuen in dem für Tholeiite angegebenen Bereich. T: Tholeiitfeld - A: Alkalibasaltfeld - ○P1-□S2-△P2/3-●P5-■P4-▲G2-

-4- In dem $\text{Al}^{\text{IV+VI}}$ -Ti-Diagramm von HEKINAN (1982) (Abb. 71) liegen nur die Klinopyroxenanalysen der Schichtlave P2/3 teilweise im Feld der Alkalibasalte. Sämtliche anderen Pyroxendaten sind danach Tholeiiten zuzuordnen.

-5- In dem SiO_2 - Al_2O_3 -Diagramm (Abb. 72) stammt die Untergliederung in S (Subalkalisch), A (Alkalisch) und P (Per- oder Hochalkalisch) von LE BAS (1962). NISBET & PEARCE (1977) legten das Feld für Klinopyroxene aus Ozeanbodenbasalten fest.

Bis auf die Probe S2 nehmen alle Pyroxendaten das Feld der Ozeanbodenbasalte ein, wobei P1, P5, P4 und G2 im subalkalischen Bereich streuen, P2/3 eher im alkalischen Bereich liegt. Die Analysen der Probe G2 im alkalischen Feld sind Daten der Randzonierungen Ti-führender Pyroxene. Die Werte der Probe S2 streuen erheblich im alkalischen Feld, eine Aussage in Bezug auf das Ozeanbodenfeld ist nicht möglich.

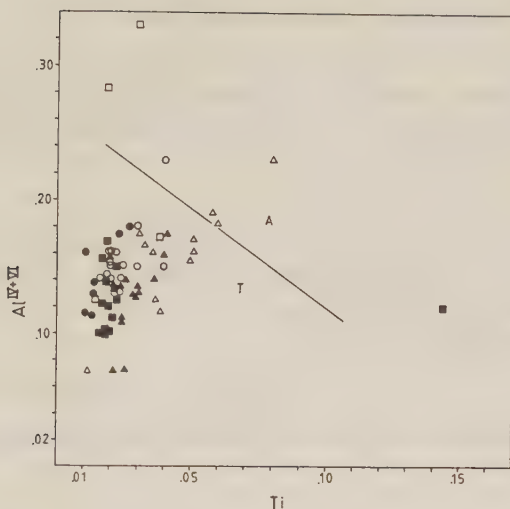


Abb. 71: Al^{IV+VI} -Ti-Diagramm nach HEKINAN (1982). Die Klinopyroxene der Laven P1, P4, P5, G2 und S2 lassen sich tholeiitischem Magma, die der Lava P2/3 teils tholeiitischem, teils alkalischem Magma zuzuordnen. A: Alkalibasalt - T: Tholeiit - ○P1-□S2-△P2/3-■P4-●P5-▲G2-

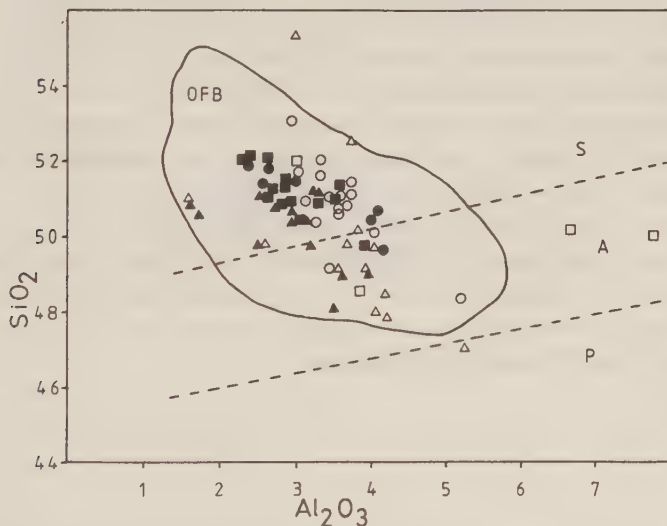


Abb. 72: SiO_2 - Al_2O_3 -Diagramm nach LE BAS (1962) und NISBET & PEARCE (1977). Bis auf S2 streuen die Daten sämtlicher Pyroxene im Ozeanbodenfeld, wobei P2/3 eher im alkalischen Bereich, P1, P4, P5 und G2 im sub-alkalischen Bereich liegen. OFB: Ozeanbodenbereich -S, A, P: Siehe Text. -○P1-□S2-△P2/3-■P4-●P5-▲G2-

Zusammenfassung: Alkalisches - Subalkalisches Magma

Für die Klinopyroxene der Laven P1, P4, P5 und G2 läßt sich eindeutig ein subalkalisches Magma nachweisen (Diagramme: $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ / Ti-(Ca+Na) / $\text{Ti-(Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg)}$ / $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ / $\text{Al}^{\text{IV+VI}}\text{-Ti}$, Abb. 68 bis 72). Tholeiitischer Chemismus ist dabei zu favorisieren ($\text{Ti-(Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg)}$ / $\text{Al}^{\text{IV+VI}}\text{-Ti}$, Abb. 70+71).

Die Daten der Klinopyroxene der Schichtlava S2 zeigen tholeiitischen Charakter (Diagramme: $\text{Ti-(Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg)}$ / Ti-(Ca+Na) / $\text{Al}^{\text{IV+VI}}\text{-Ti}$, Abb. 70, 69, 71), jedoch mit leicht alkalischem Trend (Diagramme: $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ / $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, Abb. 68, 72).

Die Klinopyroxene der Schichtlava P2/3 deuten auf alkalisches Magma.

Bis auf die Probe S2 läßt sich eine Zugehörigkeit zu Ozeanbodenbasalten feststellen (Diagramm: $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, Abb. 72).

Unterscheidung von Basalten orogener und nicht-orogener Zonen

Mit Hilfe des (Ti+Cr)-Ca-Diagrammes (Abb. 73) unterscheiden LETERRIER et al. (1982) zwischen Pyroxenen aus Orogen-Typ-Basalten (Inselbogen-tholeiite, Kalkalkalibasalte und Shoshonitlaven) und Klinopyroxenen von Basalten aus Dehnungszonen (Tholeiite und übergreifende Basalte von ozeanischen Rücken und Ozeanböden, Back-Arc-Basins und passiven Intraplatten-Bereichen). Dabei charakterisiert die Gerade die Haupttrennungslinie, die Felder (Q, ...) stellen die statistisch ermittelten Häufigkeitsbereiche der untersuchten Klinopyroxene dar.

Die Proben P1, S2, P5 und G2 gehören zum Typ der Basalte aus Dehnungszonen, wobei einige Daten von Klinopyroxenen auch außerhalb des Feldes streuen. Für die Pyroxene der Laven P4 und P2/3 kann man aufgrund der extremen Lage und der erheblichen Streuung der Daten keine Zugehörigkeit zu einem der beiden Basalttypen festlegen.

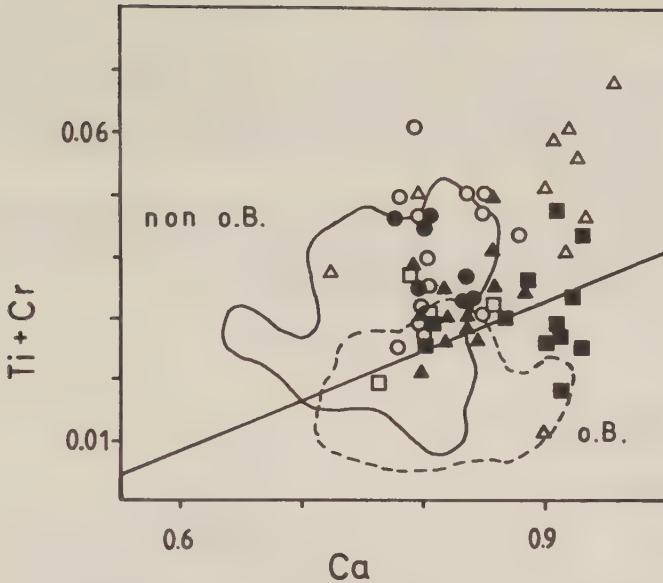


Abb. 73: (Ti+Cr)-Ca-Diagramm nach LETERRIER et al. (1982). Die Pyroxene der Laven P1, S2, P5 und G2 lassen sich dem Basalttyp aus Dehnungszonen zuordnen, P2/3 und P4 streuen außerhalb der angegebenen Häufigkeitsbereiche. -○P1-□S2-△P2/3-■P4-●P5-▲G2- non o.B.: Basalte nicht orogenetischer Bereiche - o.B.: Basalte orogenetischer Bereiche.

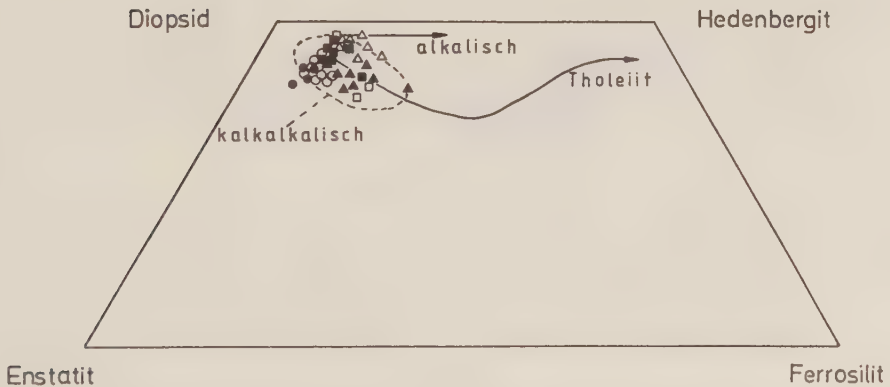


Abb. 74: Differentiationstrends nach GARCIA (1975). Erläuterungen siehe Text. -○P1-□S2-△P2/3-■P4-●P5-▲G2-

Differentiationstrends der Magmen

Im Pyroxen-Quadrilateral (Abb. 74) legt GARCIA (1975) Differentiations-trends von Klinopyroxenen bekannter Magmaserien zugrunde, um den alkalischen, kalkalkalischen oder tholeiitischen Charakter der zugehörigen Gesteine festzulegen.

Wie aus der Abb. 74 zu ersehen ist, weisen sämtliche untersuchten Klinopyroxene praktisch keine Differentiationstrends auf. Einzig die Analysen der Schichtlava P2/3 zeigen leicht alkalischen Charakter.

7.3.3.2 Geotektonische Einordnung

Ozeanbodenbasalte

Um den möglichen Variationsbereich der Zusammensetzung von Klinopyroxenen aus Ozeanbodenbasalten zu verdeutlichen, geben NISBET & PEARCE (1977) folgende Diagramme an:

-1- $\text{MgO}/\text{FeO}^*-\text{TiO}_2$ -Diagramm

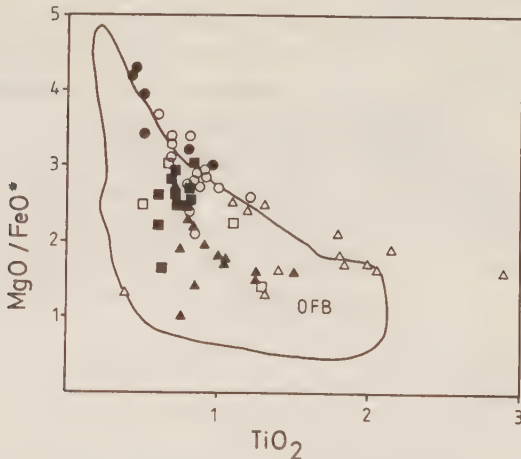


Abb. 75: $\text{MgO}/\text{FeO}^*-\text{TiO}_2$ -Diagramm nach NISBET & PEARCE (1977). Sämtliche Pyroxenwerte streuen innerhalb des Ozeanbodenfeldes oder nehmen dessen Randbereich ein. OFB: Ozeanbodenfeld. ○P1-□S2-△P2/3-■P4-●P5-▲G2-

Die Klinopyroxenanalysen der Laven S2, P4 und G2 liegen im Feld der Ozeanbodenbasalte, die der Laven P1 und P2/3 streuen teils innerhalb , teils außerhalb des Feldes. Die Daten der Pyroxene der Probe P5 konzentrieren sich im äußeren Randbereich des Ozeanbodenfeldes.

-2- SiO_2 - TiO_2 -Diagramm

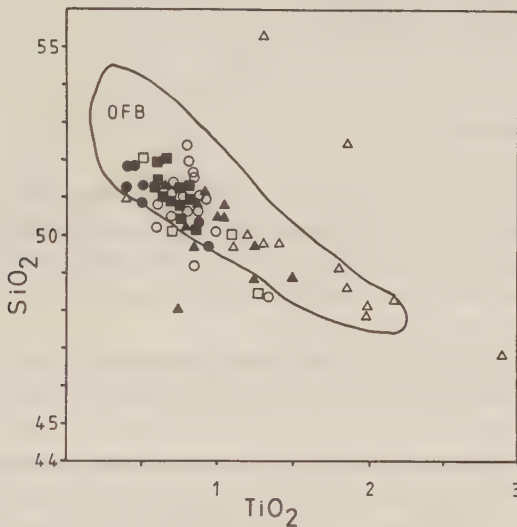


Abb. 76: SiO_2 - TiO_2 -Verhältnisse für Klinopyroxene nach NISBET & PEARCE (1977). Der überwiegende Teil der Werte aller Proben nimmt den Ozeanbodenbereich ein. OFB: Ozeanbodenfeld.
 -○P1-□S2-△P2/3-■P4-●P5-▲G2-

Die Klinopyroxendaten der Laven P1, P4, P5 und G2 sind durchweg im Feld der Ozeanbodenbasalte verteilt. Bei der Probe P2/3 gilt dies ebenfalls für den größten Teil der Analysen. Die Werte der Schichtlava S2 streuen teils innerhalb, teils außerhalb der für Ozeanbodenbasalte angegebenen Grenzen.

Zusammenfassung: Ozeanbodenbasalte

Im $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm (Abb. 72 , S. 133) fallen alle Analysen bis auf S2 in das Feld der Ozeanbodenbasalte.

Zusammenfassend mit dem $\text{MgO/FeO}^*\text{-TiO}_2$ -Diagramm (Abb. 75) und dem $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ -Diagramm (Abb. 76) ergibt sich folgendes Bild:

Die Klinopyroxenanalysen der Proben P4 und G2 sind eindeutig Ozeanbodenbasalten zuzuordnen, bei den Proben P1 und P5 ist die Zuordnung nahezu eindeutig. Für die Schichtlava S2 ergibt sich nur im $\text{MgO/FeO}^*\text{-TiO}_2$ -Diagramm eine klare Zugehörigkeit, die Daten der Lava P2/3 liegen nur im $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm deutlich im Ozeanbodenfeld.

Geotektonische Förderposition

NISBET & PEARCE (1977) ordnen in dem $\text{TiO}_2\text{-MnO-Na}_2\text{O}$ -Diagramm (Abb. 77) die Klinopyroxene Basalten verschiedener Förderpositionen zu. Dabei werden die verschiedenen Felder aufgrund statistischer Auswertung von 340 Pyroxenanalysen bekannter geotektonischer Positionen festgelegt.

Die Klinopyroxendaten der Lava S2 lassen sich Ozeanbodenbasalten zuordnen. Die Schichtlava P2/3 ist aufgrund dieses Diagrammes als Intraplatten-Alkalibasalt einzustufen.

Die Felder A, F und G werden durch die Pyroxenanalysen der verbleibenden Laven P1, P4, P5 und G2 praktisch nicht berührt. Das heißt, eine Zugehörigkeit zu Basalten vulkanischer Inselbögen oder Intraplatten-Alkalibasalten ist für diese Klinopyroxene auszuschließen.

Somit erscheint für die Pyroxene der Laven P1, P4, P5 und G2 tholeiitisches Magma aus dem Intraplatten-Bereich (Tholeiite ozeanischer Inseln) oder dem Back-Arc-Basin-Bereich wahrscheinlich.

7.3.4 Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse

Schichtlava P1

Der Vergleich mit Klinopyroxendaten aus der Literatur (Einzeloxyde) ergibt eine Ähnlichkeit zu Tholeiiten oder Basalten vulkanischer Inselbö-

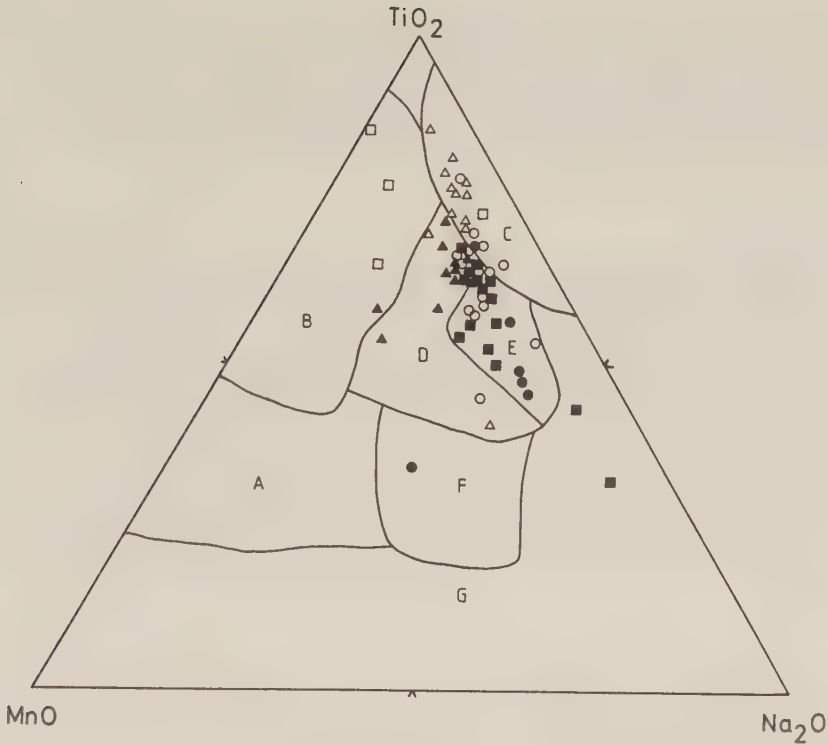


Abb. 77: Zuordnung der Klinopyroxendaten zu Basalten verschiedener Förderpositionen. Die Probe S2 läßt sich als Ozeanbodenbasalt einstufen, P2/3 als Intraplatten-Alkalibasalt. Alle anderen Werte zeigen eine erhebliche Streuung. A: Vulkanischer Inselbogenbasalt - B: Ozeanbodenbasalt - C: Intraplatten-Alkalibasalt - D: Alle Basalttypen - E: Vulkanischer Inselbogenbasalt + Intraplatten-Tholeiit + Intraplatten-Alkalibasalt - F: Vulkanischer Inselbogenbasalt + Intraplatten-Alkalibasalt - G: Intraplatten-Alkalibasalt.
 -○ P1-□ S2-△ P2/3-■ P4-● P5-▲ G2-

gen (TiO_2 -, Al_2O_3 - und CaO -Gehalte).

Tholeiitisches Magma ist zu anzunehmen (Diagramme: TiO_2 - Al_2O_3 / $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$ / $\text{Ti}-\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ / SiO_2 - Al_2O_3 / $\text{Al}^{\text{IV+VI}}-\text{Ti}$; Abb. 68 bis

Abb. 72). Es besteht eine klare Zugehörigkeit zum Basalttyp nicht orogener Zonen (($\text{Ti}+\text{Cr}$)- Ca -Diagramm; Abb. 73) bzw. zum Typ der Ozeanbodenbasalte (Diagramme: SiO_2 - Al_2O_3 / $\text{MgO}/\text{FeO}^*-\text{TiO}_2$ / SiO_2 - TiO_2 ; Abb. 72, 75, 76).

Die Schichtlava P1 läßt sich daher Tholeiiten aus Dehnungszonen bzw. nicht orogener Bereiche zuordnen. Dabei handelt es sich hier um keinen reinen Ozeanbodentholeiit, sondern um einen Basalt, dessen Förderposition im Übergangsbereich von Ozeanboden, Back-Arc-Basin und passiven Intraplatten-Bereichen (ozeanische Inseln, Seamount) zu suchen ist.

Schichtlava S2

Anhand des Vergleiches der Einzeloxide mit Literaturdaten erscheint eine Zugehörigkeit zu Tholeiiten verschiedenen Ursprungs wahrscheinlich.

Gering höhere Al_2O_3 -Gehalte der Klinopyroxene deuten auf eine mögliche alkalische Affinität des zugehörigen Magmas hin (Diagramme: TiO_2 - Al_2O_3 / SiO_2 - Al_2O_3 ; Abb. 68, 72). Anhand der Diagramme $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$, $\text{Ti}-\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ und $\text{Al}^{\text{IV+VI}}-\text{Ti}$ (Abb. 69, 70, 71) wird dies jedoch widerlegt.

Die Zugehörigkeit zu tholeiitischen Basalten nicht orogener Bereiche (($\text{Ti}+\text{Cr}$)- Ca -Diagramm; Abb. 73), speziell zu Ozeanbodentholeiiten (Diagramme: $\text{MgO}/\text{FeO}^*-\text{TiO}_2$ / TiO_2 - $\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}$; Abb. 75, 77) ist eindeutig feststellbar.

Schichtlava P2/3

Schon der Vergleich mit Werten aus der Literatur zeigt den alkalischen Charakter des Gesteins (SiO_2 -, Al_2O_3 -, TiO_2 - und CaO -Gehalte).

Dies wird anhand der Diagramme TiO_2 - Al_2O_3 , $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$, SiO_2 - Al_2O_3 (Abb. 68, 69, 72) noch erhärtet.

Als Förderposition des Alkalibasaltes ergibt sich ein Bereich im Übergang vom Ozeanboden (SiO_2 - Al_2O_3 / SiO_2 - TiO_2 ; Abb. 72, 76) zu Intraplatten-Bereichen (TiO_2 - $\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}$ -Diagramm; Abb. 77). Dem entspricht das Milieu eines Back-Arc-Basins bzw. das ozeanischer Inseln (Seamount).

Schichtlava P5

Für die Schichtlava P5 ergibt sich durch den Vergleich mit Klinopyroxendaten aus der Literatur eine Affinität zu Tholeiiten verschiedenen Ursprungs (SiO_2 -, Al_2O_3 - und TiO_2 -Werte) oder Kalkalkalibasalten (TiO_2 -Gehalte). Alkalibasalte sind auszuschließen.

Die Ergebnisse der Diagramme TiO_2 - Al_2O_3 und $\text{Al}^{\text{IV+VI}}-\text{Ti}$, $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$, $\text{Ti}-\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, SiO_2 - Al_2O_3 (Abb. 68, 71, 69, 70, 72) belegen den subal-

kalischen bzw. tholeiitischen Chemismus des Gesteins.

Ein tholeiitisches Magma aus Dehnungszonen (ozeanische Rücken, Ozeanböden, Back-Arc Basins, ozeanische Inseln) kann als wahrscheinlich angesehen werden (Diagramme: $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ / $(\text{Ti+Cr})\text{-Ca}$ / $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ / $\text{TiO}_2\text{-MnO-Na}_2\text{O}$; Abb. 72, 73, 76, 77).

Pillow-Lava P4

Ein Literaturvergleich macht für die Klinopyroxene der Pillow-Lava P4 eine Zugehörigkeit zu Tholeiiten aus Dehnungszonen wahrscheinlich.

Der subalkalische bzw. tholeiitische Chemismus läßt sich durch die Diagramme $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, Ti-(Ca+Na) , $\text{Ti-Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ und $\text{Al}^{\text{IV+VI}}\text{-Ti}$ (Abb. 72, 69, 70, 72, 71) belegen.

Durch die Chemie der Klinopyroxene läßt sich die Pillow-Lava P4 als Tholeiit, gefördert im Ozeanbodenmilieu (Diagramme: $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ / $\text{MgO/FeO}^*\text{-TiO}_2$ / $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$; Abb. 72, 75, 76) oder im Bereich ozeanischer Inseln (Seamount; Diagramm: $\text{TiO}_2\text{-MnO-Na}_2\text{O}$; Abb. 77) einstufen.

Pillow-Lava G2

Auch bei der Pillow-Lava G2 ist sowohl durch den Vergleich mit Klinopyroxendaten aus der Literatur als auch durch die Diagramme $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, Ti-(Ca+Na) , $\text{Ti-Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ und $\text{Al}^{\text{IV+VI}}\text{-Ti}$ (Abb. 68, 69, 70, 72, 71) der alkalische Charakter des zugehörigen Magmas auszuschließen.

Das $(\text{Ti+Cr})\text{-Ca}$ -Diagramm (Abb. 73) ergibt eine nicht orogene Herkunft, das heißt Tholeiite oder übergreifende Basalte aus Dehnungszonen, für das Magma.

Der tholeiitische Charakter der Probe G2, gefördert im Bereich ozeanischer Rücken (Ozeanböden) bzw. Dehnungszonen, wird durch die Diagramme $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO/FeO}^*\text{-TiO}_2$, $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ und $\text{TiO}_2\text{-MnO-Na}_2\text{O}$ (Abb. 72, 75, 76, 77) eindeutig belegt.

7.4 Gesamtgesteinsanalysen

7.4.1 Einführung

Die Ergebnisse der Mikrosondenuntersuchungen (EMA) werden im folgenden durch chemische Analysen des Gesamtgesteins mit der Röntgenfluoreszenzanalyse ergänzt. Dabei steht die Kontrolle der Mikrosondenergebnisse im Vordergrund.

Um die Aussagekraft der sechs, in dieser Arbeit untersuchten basaltischen Laven in den geochemischen Diagrammen zu untermauern, werden aus den verschiedenen geographischen Gebieten (Südliches Pletzergrabengebiet - Geissteingebiet - Vorderes Saalachtal), aus denen die Gesteine stammen (vgl. Kap. 3.2.1), repräsentative Analysen von basaltischen Laven der Umgebung (SCHLAEGEL, in Vorb.) hinzugenommen (siehe Tab. 10).

Die Gesamtgesteinsgeochemie der basischen Gesteine der gesamten Nördlichen Grauwackenzone wird von P. SCHLAEGEL im Rahmen einer Dissertation (in Vorb.) bearbeitet.

Daher wird in diesem Rahmen auf einen Vergleich von Gesamtgesteinsdaten mit Literaturdaten anderer Basalte verzichtet. Wie in Kap. 7.2 bereits ausgeführt, gestaltet sich die Untersuchung von alterierten, metamorph überprägten Basalten mit Hilfe der Daten des Gesamtgesteins äußerst problematisch. Aus diesem Grunde werden im folgenden nur Diagramme angewendet, die aufgrund der Elemente Titan, Zirkonium, Yttrium, Phosphor und Mangan aufgestellt werden. Mit gewissen Einschränkungen (mögliche Titananreicherung im Randbereich von Pillows, bzw. Einfluß starker Verwitterung auf Titan und Phosphor) können Titan, Zirkonium, Yttrium und Phosphor als immobil angesehen werden (vgl. Kap. 7.2). Mangan wird als gering mobil eingestuft (vgl. Abb. 63). MULLEN (1983) gibt jedoch gute Erfolgsquoten bei der Basaltklassifikation mit Hilfe des Diagrammes $TiO_2 - MnO \times 10 - P_2O_5 \times 10$ (Abb. 82) an, so daß es auch hier zur Untersuchung der Laven herangezogen wird.

Haupt- und Nebenelemente (Gew.%, wasserfrei)	Südliches Pletzergrabengebiet					Geissteingebiet		Vorderes Saalachtal	
	$\bar{x}$ (n=18)	P1	P2/3	P4	P5	$\bar{x}$ (n=21)	G2	$\bar{x}$ (n=16)	S2
SiO ₂	48.57 (44.00-54.75)	47.10	48.63	48.79	47.20	49.47 (45.58-52.18)	50.02	50.44 (49.04-51.95)	50.32
TiO ₂	2.63 (1.51- 3.57)	3.30	2.97	1.62	1.91	2.50 (1.85- 3.17)	2.44	1.73 (1.48- 2.21)	1.73
Al ₂ O ₃	15.33 (13.61-17.63)	14.05	12.96	13.80	11.67	14.12 (9.90-15.58)	15.11	15.24 (14.28-17.68)	14.20
Fe ₂ O ₃ *	12.64 (9.28-16.14)	12.44	12.68	12.02	12.92	13.19 (11.04-15.43)	12.05	11.57 (10.10-13.82)	11.73
MnO	.22 (.10- .33)	.17	.15	.20	.14	.17 (.13- .25)	.17	.23 (.15- .86)	.18
MgO	6.66 (3.83-11.04)	8.18	11.53	9.06	12.11	7.56 (5.28-13.35)	5.71	7.41 (6.39- 8.87)	8.57
CaO	8.66 (3.34-17.38)	10.78	6.98	10.83	11.37	8.24 (6.03-15.32)	9.53	9.66 (6.97-12.53)	9.62
Na ₂ O	3.47 (1.02- 4.65)	2.58	1.42	2.83	1.90	3.06 (1.11- 3.98)	3.22	2.86 (2.05- 4.30)	2.82
K ₂ O	.99 (.04- 3.25)	.64	.02	.14	.14	1.03 (.01- 2.91)	.26	.31 (.01- 1.84)	.49
P ₂ O ₅	.50 (.31- .94)	.40	.49	.32	.28	.38 (.25- .46)	.36	.16 (.16- .23)	.16
Summe	99.67 (99.02-ID.49)	99.42	99.80	99.61	99.64	99.72 (99.02-ID.56)	98.87	99.61 (99.12-ID.54)	99.82
V	633 (268 - 1147)	508	325	346	282	665 (241 - 1229)	447	442 (312 - 718)	401
Cr	230 (92 - 824)	263	632	395	968	249 (89 - 759)	234	150 (48 - 262)	435
Co	43 (16 - 87)	32	49	38	53	90 (29 - 208)	45	51 (24 - 128)	52
Ni	50 (4 - 173)	92	222	120	207	84 (0 - 499)	53	20 (1 - 55)	14
Cu	93 (33 - 173)	98	92	50	65	72 (21 - 109)	86	58 (20 - 89)	166
Zn	34 (1 - 78)	37	136	49	58	46 (0 - 102)	77	47 (13 - 93)	30
Ga	20 (6 - 36)	22	10	8	5	20 (5 - 26)	20	17 (14 - 23)	20
Rb	29 (11 - 64)	20	17	5	5	24 (4 - 37)	12	13 (1 - 41)	14
Sr	314 (78 - 658)	681	323	236	250	285 (24 - 662)	246	192 (77 - 600)	171
Y	37 (19 - 62)	34	37	27	24	35 (19 - 54)	34	35 (23 - 52)	35
Zr	244 (112 - 455)	305	330	108	116	236 (59 - 364)	226	139 (83 - 236)	128
Pb	5 (0 - 8)	5	2	1	0	6 (0 - 15)	4	5 (3 - 10)	3
GW	5.85 (3.32-12.91)	5.69	4.81	5.53	3.62	5.23 (2.56-20.52)	3.40	3.24 (2.35- 3.91)	3.97

GW: Glühverlust bei 975°C

Fe₂O₃*: Gesamteisen, dargestellt als Fe₂O₃

Tab. 10: Gesamtgesteinsdaten der basaltischen Laven. P1, P2/3, P4, P5, G2 und S2: Daten dieser Arbeit
Südliches Pletzergrabengebiet, n=18 } Daten von
Geissteingebiet, n=21 } SCHLAEGEL
Vorderes Saalachtal, n=16 } (in Vorb.)

7.4.2 Auswertung und Ergebnisse

7.4.2.1 Chemismus der Laven

Zur Unterscheidung von Alkalibasalten und Tholeiiten wurden folgende Diagramme verwendet:

-1- P_2O_5 -Zr-Diagramm

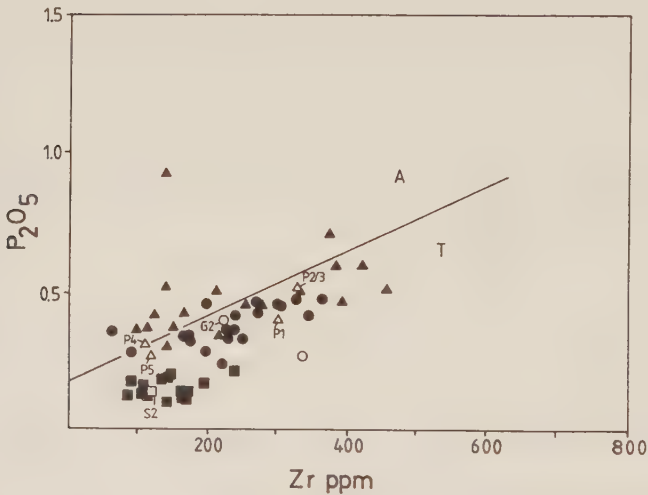


Abb. 78: P_2O_5 -Zr-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976). Der überwiegende Teil der Werte streut im Feld der Tholeiite, einige Daten der Laven des südlichen Pletzergrabengebietes fallen auch in den für Alkalibasalte angegebenen Bereich. A: Alkalibasilalt - Th: Tholeiit. -▲Südliches Pletzergrabengebiet-●Geissteingebiet-■Vorderes Saalachtal-

Im P_2O_5 -Zr-Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1976) (Abb. 78) liegen die Proben des Geissteingebiets und des vorderen Saalachtales (einschließlich G2 und S2) fast ausschließlich im tholeiitischen Feld. Die Daten der Proben aus dem südlichen Pletzergrabengebiet streuen teils auf der alkalischen, teils auf der tholeiitischen Seite.

-2- TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm

WINCHESTER & FLOYD (1976) geben in ihrem TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm (Abb. 79) neben der Trennungslinie von Alkalibasalten zu Tholeiiten noch einen Bereich an, der typisch ist für ozeanische Tholeiite.

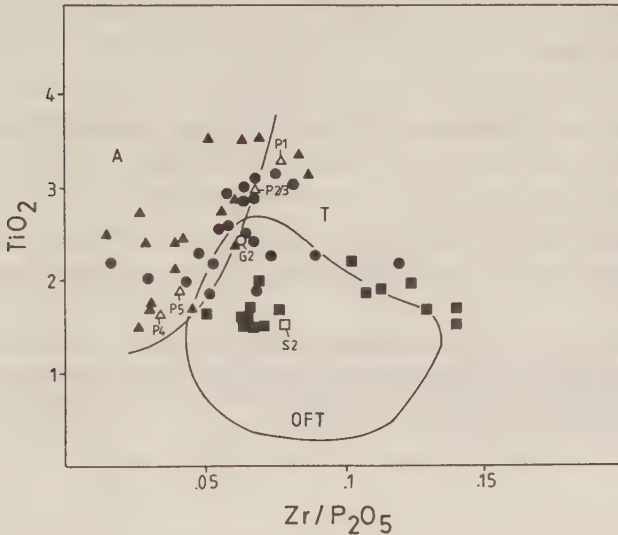


Abb. 79: TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976). Die Daten des südlichen Pletzergrabengebietes sind demnach Alkalibasalte, die des vorderen Saalachtals Tholeiite. Die Werte des Geissteingebietes streuen teils auf der alkalischen, teils auf der tholeiitischen Seite. A: Alkalibasilalt - T: Tholeiit - OFT: Ozeanboden-tholeiit. -▲Südliches Pletzergrabengebiet-●Geissteingebiet-■Vorderes Saalachtal-

Die Analysen aus dem vorderen Saalachtal (einschließlich S2) sind hier klar als Tholeiite einzustufen, wobei ein großer Teil das Feld der Ozeanbodentholeiite einnimmt. Die Laven aus dem südlichen Bereich des Pletzergrabens (einschließlich P2/3, P4, P5) liegen bis auf wenige Ausnahmen (unter anderem P1) im Feld der Alkalibasalte. Die Analysen aus dem Bereich des Geissteins schließlich streuen sowohl auf der alkalischen als auch auf der tholeiitischen Seite (unter anderem G2).

Dies, und das Ergebnis der Proben des Pletzergrabens stehen im Widerspruch zu dem Ergebnis von Abb. 78, wo sämtliche Proben als Tholeiite eingestuft wurden.

Zusammenfassung: Chemismus der Laven

Die Laven aus dem Bereich des vorderen Saalachtales (einschließlich S2) sind eindeutig Tholeiite (Abb. 78+79), wobei als Fördergebiet der Ozeanboden in Frage kommt.

Für die Proben des südlichen Pletzergrabengebietes und des Geissteingebietes ergeben sich Diskrepanzen aus den Ergebnissen der Abb. 78 und Abb. 79. Dafür dürfte eine erhöhte Titanmobilität verantwortlich sein, die das Ergebnis des TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagrammes verfälscht.

Wahrscheinlicher erscheint es, die Laven aus dem Geissteingebiet dem P_2O_5 -Zr-Diagramm (Abb. 78) entsprechend, überwiegend als Tholeiite einzustufen.

Die Laven des südlichen Pletzergrabengebietes zeigen sicherlich eine alkalische Affinität (Abb. 78), sie generell als Alkalibasalte einzustufen (Abb. 79) erscheint hingegen nicht sinnvoll.

7.4.2.2 Geotektonische Einordnung

Die geotektonische Förderposition der Basalte der Glemmtal-Einheit soll durch folgende Diagramme geklärt werden:

-1- Nach dem Ti-Zr-Diagramm von GARCIA (1978) (nach PEARCE & CANN (1973), verändert; Abb. 80) sind alle Laven als Ozeanbodenbasalte anzusprechen. Hier sollte erwähnt werden, daß PEARCE & CANN (1973) für Ozeanbodenbasalte neben wenigen alkalischen Varietäten in der Regel tholeiitischen Chemismus ansetzen.

-2- RIDLEY et al. (1974) legt im P_2O_5 - TiO_2 -Diagramm (Abb. 81) Bereiche für Alkalibasalte, Tholeiite ozeanischer Inseln und Basalte ozeanischer Rücken fest.

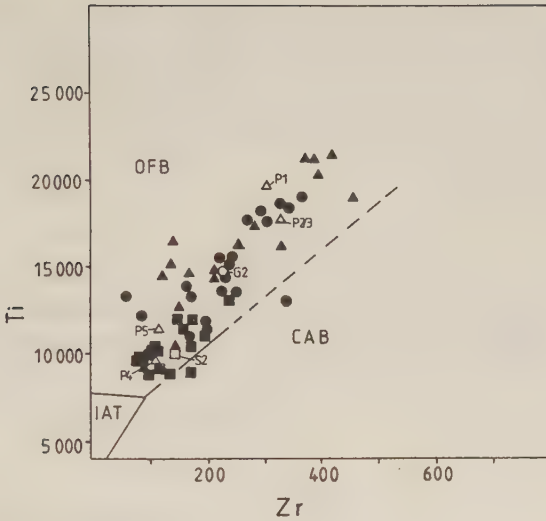


Abb. 80: Ti-Zr-Diagramm nach GARCIA (1978). Sämtliche Analysen liegen in dem für Ozeanbodenbasalte angegebenen Bereich. IAT: Inselbogen-tholeiit - OFB: Ozeanbodenbasalt - CAB: Kalkkalibasalt.
-▲Südliches Pletzergrabengebiet-●Geissteingebiet-■Vorderes Saalachtal-

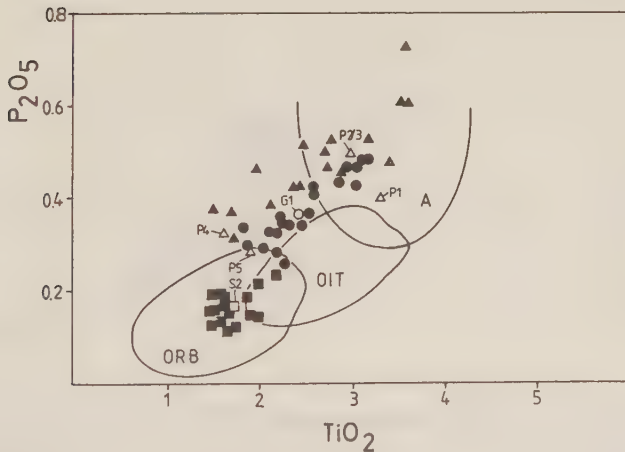


Abb. 81: P_2O_5 - TiO_2 -Diagramm nach RIDLEY et al. (1974) (in GÜNER, 1983). Danach sind die Laven des vorderen Saalachtals Ozeanbodentholeiite, alle anderen Daten lassen keine eindeutige Aussage zu. A: Alkalibasalt - OIT: Tholeiit ozeanischer Inseln - ORB: Basalt ozeanischer Rücken.-▲Südliches Pletzergrabengebiet-●Geissteingebiet-■Vorderes Saalachtal-

Eine eindeutige Aussage ist nur für die Proben des vorderen Saalachtales (einschließlich S2) zu machen. Es sind eindeutig Basalte ozeanischer Rücken. Dagegen streuen sowohl die Proben des Pletzergrabengebietes als auch diejenigen des Geissteingebietes teils im alkalischen Feld (mit P1 und P2/3), teils außerhalb oder an den Grenzen der angegebenen Bereiche (mit P4, P5, G2).

-3- Auch im TiO_2 - $\text{MnO} \times 10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ -Diagramm von MULLEN (1983) (Abb. 82) werden nur die Laven des vorderen Saalachtales (mit S2) deutlich als Basalte mittelozeanischer Rücken (bzw. Back-Arc-Basin-Basalte) charakterisiert.

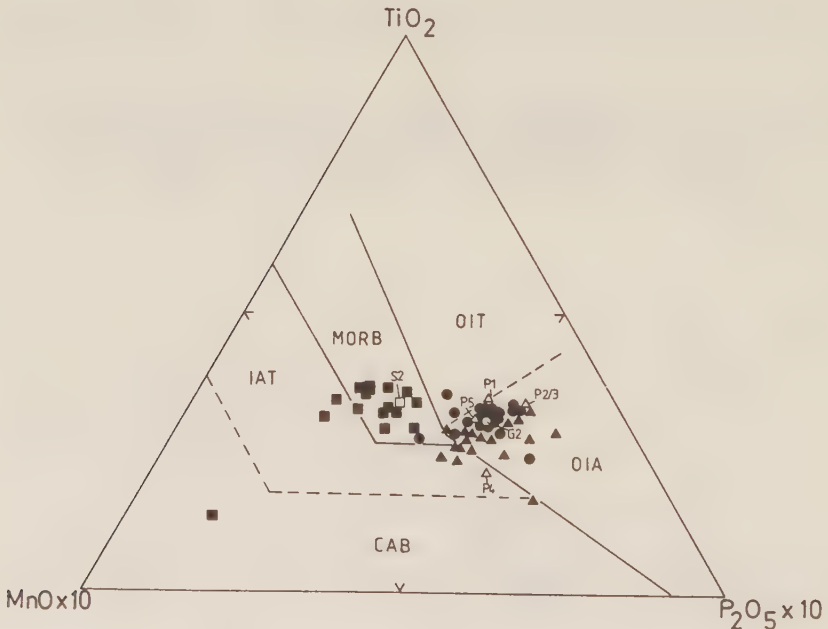


Abb. 82: TiO_2 - $\text{MnO} \times 10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ -Diagramm nach MULLEN (1983). Die Laven des vorderen Saalachtales liegen im Bereich der Basalte Mittelozeanischer Rücken, die übrigen Analysen streuen in oder um das Feld für Alkalibasalte ozeanischer Inseln. IAT: Inselbogentholeiit - CAB: Kalkalkalibasalt - MORB: Basalt Mittelozeanischer Rücken - OIT: Tholeiit ozeanischer Inseln - OIA: Alkalibasalt ozeanischer Inseln. -▲ Südliches Pletzergrabengebiet-● Geissteingebiet-■ Vorderes Saalachtal-

Der Hauptteil der Analysen des Geissteingebietes zeigt demnach, daß es Alkalibasalte ozeanischer Inseln sind. Auch die Probe P5 fällt hier hinein, die aufgrund ihrer Pillow-Strukturen und des Mikrosondenergebnisses (Kap. 7.3) zweifelsfrei als Tholeiit anzusprechen ist.

Die Daten des Pletzergrabengebietes streuen zum großen Teil in dem für Alkalibasalte ozeanischer Inseln angegebenen Feld (mit P2/3 und P5), der Bereich der Inselbogentholeiite (mit P4) wird jedoch auch berührt.

Vergleicht man dieses Ergebnis, beruhend auf Gesamtgesteinsanalysen, mit dem durch die Pyroxenchemie erzielten (Kap. 7.3, S. 138-141), so besteht auch hier ein Widerspruch: Die Laven P4 und P5 werden durch die Pyroxenchemie eindeutig als Tholeiite aus dem Bereich von Dehnungszonen (Ozeanboden, Back-Arc-Basin) klassifiziert.

-4- Ti/100-Zr-Yx3-Diagramm

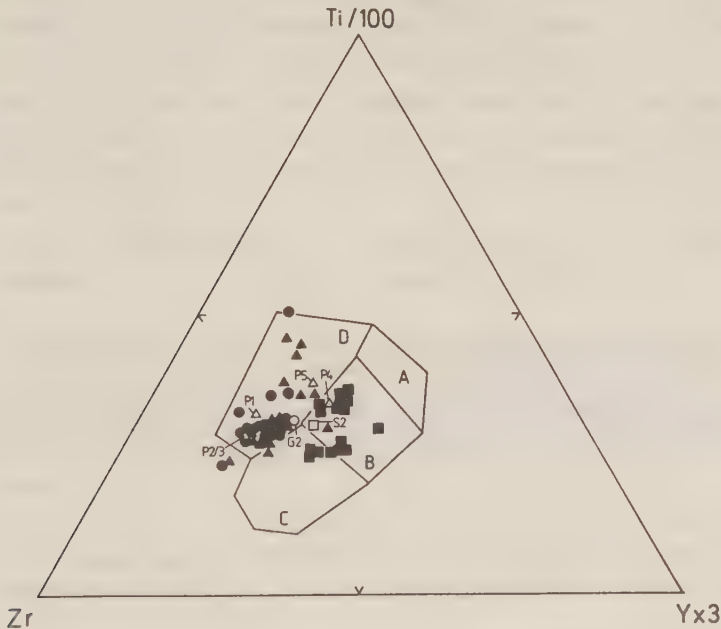


Abb. 83: Festlegung der geotektonischen Förderposition nach PEARCE & CANN (1973). Die Laven des südlichen Pletzergrabengebietes und des Geissteingebietes sind demnach Intraplatten-Basalte, die des vorderen Saalachtales Ozeanbodenbasalte. A: Tholeiite mit niedrigen K-Gehalten - B: Abyssische Tholeiite - C: Inselbogenbasalte - D: Intraplatten-Basalte. -▲Südliches Pletzergrabengebiet- ● Geissteingebiet-■ Vorderes Saalachtal-

Die Auswertung der Diagramme $Ti/100-Zr-Yx3$ von PEARCE & CANN (1973) (Abb. 83) und $Zr/Y-Zr$ ppm von PEARCE & NORRY (1979) (Abb. 84) liefern nahezu identische Ergebnisse.

-5- $Zr/Y-Zr$ ppm-Diagramm

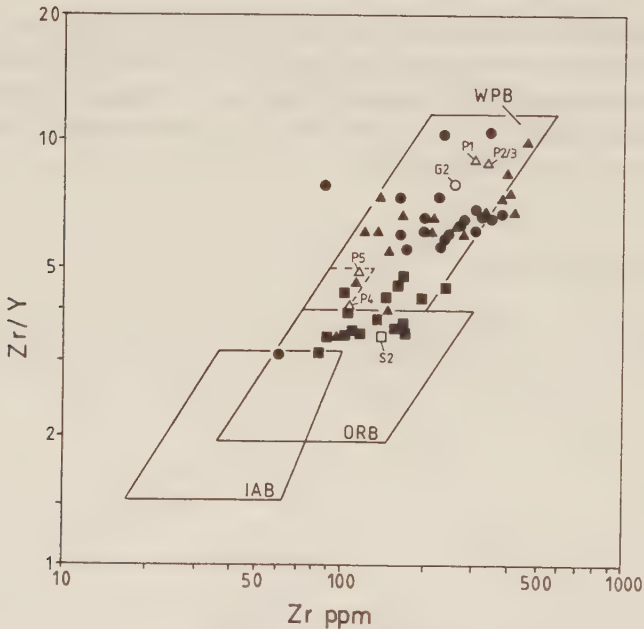


Abb. 84: $Zr/Y-Zr$ ppm-Diagramm nach PEARCE & NORRY (1979). Die Basalte des vorderen Saalachtales sind danach Basalte ozeanischer Rücken, die des südlichen Pletzergrabengebietes und des Geissteingebietes Intraplatten-Basalte. WPB: Intraplatten-Basalt - ORB: Basalt ozeanischer Rücken - IAB: Inselbogenbasalt. -▲Südliches Pletzergraben-gebiet-●Geissteingebiet-■Vorderes Saalachtal-

In beiden Fällen werden die Laven aus dem Bereich des vorderen Saalachtales überwiegend (mit S2) Ozeanbodentholeiiten bzw. Basalten ozeanischer Rücken zugeordnet.

Die Proben des südlichen Pletzergrabengebietes und des Geissteingebietes lassen sich aufgrund beider Diagramme als Intraplatten-Basalte einstufen,

wobei die Frage nach alkalischem oder tholeiitischem Chemismus nicht beantwortet werden kann.

7.4.3 Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse

Die Laven aus dem Bereich des **vorderen Saalachtales** (einschließlich S2) lassen sich durch die Gesamtgesteinschemie aufgrund sämtlicher Diagramme (Abb. 78 bis 84) als Tholeiite mit einer Förderposition im Bereich eines Mittelozeanischen Rückens bzw. Ozeanbodens (auch Back-Arc-Basin) charakterisieren. Dies steht im Einklang mit dem durch die Pyroxenchemie erzielten Ergebnis (vgl. Kap. 7.3, S. 140).

Anders verhält es sich mit den Laven aus dem **Geissteingebiet**:

Die Diagramme P_2O_5 -Zr (Abb. 78) und TiO_2 -Zr/ P_2O_5 (Abb. 79) deuten zunächst auf einen tholeiitischen Charakter der Gesteine. Das Ti-Zr-Diagramm spricht für eine Förderposition am Ozeanboden (Abb. 80).

Dem widersprechen jedoch die Aussagen der Diagramme P_2O_5 - TiO_2 (Abb. 81) und TiO_2 - $MnO \times 10 - P_2O_5 \times 10$ (Abb. 82), in denen die Gesamtgesteinsdaten auf einen alkalibasaltischen Chemismus aus dem Bereich ozeanischer Inseln (Abb. 82) verweisen.

Die Diagramme Ti/100-Zr-Yx3 (Abb. 83) und Zr/Y-Zr (Abb. 84) ergeben schließlich eine Förderposition innerhalb einer Platte.

Ähnlich Widersprüchliches ergibt sich für die Laven des **südlichen Pletzergrabengebietes**:

Das P_2O_5 -Zr-Diagramm (Abb. 78) erbringt einen teilweise alkalibasaltischen, das TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm (Abb. 79) einen ganz alkalibasaltischen Chemismus.

Im Ti-Zr-Diagramm (Abb. 80) wird als Förderposition der Bereich des Ozeanbodens festgelegt, für den PEARCE & CANN (1973) vorwiegend tholeiitischen Chemismus ansetzen.

Im TiO_2 - $MnO \times 10 - P_2O_5 \times 10$ -Diagramm (Abb. 82) wird der Hauptteil der Pletzer-

grabenlaven dem entgegengesetzt als Alkalibasalte ozeanischer Inseln eingestuft. In Bezug auf die Förderposition deckt sich dieses Ergebnis wiederum mit dem der Diagramme $Ti/100-Zr-Yx3$ (Abb. 83) und $Zr/Y-Zr$ ppm (Abb. 84), in denen die Laven des südlichen Pletzergrabengebietes als Intraplatten-Basalte erscheinen.

Um diese Widersprüche deuten zu können, muß, obwohl WOOD et al. (1976), SAUNDERS et al. (1980), LOESCHKE (1979) und MULLEN (1983) von einer weitgehenden Immobilität der Elemente Titan, Zirkonium, Yttrium, Phosphor und Mangan ausgehen, zumindest für die Elemente Titan und Mangan eine begrenzte Mobilität angenommen werden. Dies deckt sich mit den Untersuchungen von HART et al. (1974), PEARCE (1975) und GARCIA (1978).

Somit verbleiben für die Interpretation von Gesamtgesteinsanalysen alterierter, feinkörniger Basalte nur Zirkonium, Yttrium und Phosphor.

7.5 Pyroxenchemie und Gesamtgesteinschemie - Vergleich und Diskussion

Vorderes Saalachtal

Die Laven aus dem Bereich des vorderen Saalachtales lassen sich sowohl durch die Pyroxenchemie als auch durch die Gesamtgesteinschemie eindeutig als Ozeanbodentholeiite einstufen.

Dies beruht auf dem geringen Grad der Alteration des Materiales, wie es für die Schichtlava S2 anhand der Mikroskopie und Mikrosondenuntersuchungen (EMA) belegt werden kann (vgl. Kap. 4.2 und Kap. 5.2). Auf Grund dessen kann man davon ausgehen, daß die chemische Zusammensetzung der Laven durch sekundäre Prozesse nur unerheblich verändert wurde. Somit erhalten die in dem Kap. 7.4 (Gesamtgesteinsanalysen) angewendeten Diagramme ihre Aussagekraft.

Anders verhält es sich in den Gebieten des Geissteins und des südlichen

Pletzergrabens. In diesen Bereichen ist die Alteration und Ozeanbodenmetamorphose der Gesteine weiter fortgeschritten, wie dies anhand der Gesamtgesteinsdiagramme (Kap. 7.4) und aufgrund der mikroskopischen Untersuchungen (vgl. hierzu Kap. 4.2, Proben P1 bis P6 und G1 bis G6) belegt werden kann. Bezieht man diese Überlegungen mit in das in Kap. 7.4 erzielte Ergebnis ein, so läßt sich in Übereinstimmung mit der Pyroxenchemie (Kap. 7.3) über den Chemismus und die Förderposition der Laven des südlichen Pletzergrabengebietes und des Geissteingebietes folgendes aussagen:

Südliches Pletzergrabengebiet

Für diese Gesteine ist sowohl ein tholeiitischer (mit P1, P4, P5) als auch alkalischer (mit P2/3) Charakter der Magmen anzunehmen. Die geotektonische Förderposition ist in einem Übergangsbereich zwischen Ozeanboden (auch Back-Arc-Basin) und dem Intraplatten-Bereich (in diesem Fall der Bereich ozeanischer Inseln und Seamounts) anzusiedeln.

Geissteingebiet

Die Laven des Geissteingebietes sind vorwiegend Tholeiite mit einer Förderposition im Bereich von Dehnungszonen (Übergangsbereich zwischen Ozeanboden, Back-Arc-Basin und dem Bereich ozeanischer Inseln).

8. DISKUSSION UND GENETISCHE FOLGERUNGEN

Die basischen Magmatite der westlichen Grauwackenzone umfassen neben Pillow- und Schichtlaven Pyroklastika und Intrusiva (Pyroxenite, gabbroide und intermediäre Ganggesteine). Aus diesem Gebiet wurden nach bestimmten Kriterien (Erhaltungsgrad reliktsicher Pyroxene, Gewinnbarkeit ausreichender Mengen möglichst unverwitterten Gesteinsmaterials, Zuordnung zu definierten tektonischen Einheiten, Ausschluß sedimentärer Gesteinskomponenten) repräsentative Proben von Laven, Pyroxeniten und gabbroiden Ganggesteinen ausgewählt.

Die Gesteine wurden mit den Methoden der Dünnschliffmikroskopie, der Röntgendiffraktometrie, der Mikrosondenanalyse (EMA) und der Röntgenfluoreszenzanalyse untersucht. Die vollständige Bestimmung des Mineralbestandes und der chemischen Zusammensetzung der reliktsichen Komponenten, randlicher Zonierungen und der Alterationsphasen ermöglicht die detaillierte Rekonstruktion der Umwandlungen.

Im folgenden werden diese Ergebnisse insoweit zusammengefaßt, wie sie zum Verständnis der Metamorphose (Kap. 8.2), der Magmengenese (Kap. 8.3) und zur Klärung der geotektonischen Förderposition (Kap. 8.5) der Gesteine erforderlich sind.

8.1 Petrographie und Mineralchemie

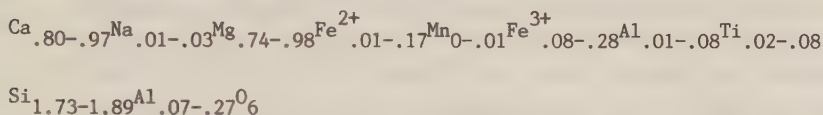
Der primär magmatische Anteil der Phänokristalle wird bei den Schicht- und Pillow-Laven zum großen Teil durch Klinopyroxene (6-30 Vol.%) abgedeckt. Porphyrische Plagioklase treten nur untergeordnet auf (dann zwischen 8 und 12 Vol.%) und sind bereits vollständig albitisiert. Die Grundmasse ist durch Metamorphosen und tektonische Vorgänge sekundär verändert und umgewandelt. Reliktisch magmatische Gefüge lassen sich nur in wenigen Fällen durch Reste intergranularer Grundmasse-Pyroxene, albitisierter Plagioklas-Mikrolithe und skelettartiger Ilmenitkristalle nachweisen.

Bei den Gabbros bestimmter geographischer Gebiete (Hochhörndler Schuppenzone) kommt neben Klinopyroxen und albitisiertem Plagioklas noch Oxy-

hornblende, Kaersutit, als einer der Hauptbestandteile des Gesteins hinzu.

Der Klinopyroxen-Anteil der Pyroxenite aus dem Bereich des Geissteins und des südlichen Pletzergrabens beträgt bis zu 51 Vol.%. Die Laven enthalten keine porphyrischen Olivine, Entmischungen von Klinopyroxenen. zu Orthopyroxenen treten nicht auf. Die Klinopyroxene (und Kaersutite) stellen den einzigen wesentlichen primär magmatischen Bestandteil in den untersuchten Magmatiten dar. Ihre chemische Zusammensetzung variiert nur gering.

Chemische Zusammensetzung der Klinopyroxene:



In den tholeiitischen Laven, den Pyroxeniten und einem Teil der Gabbros sind es Diopside (bis Endiopside) und Augite, Salite bei dem untersuchten Alkalibasalt und einem weiteren gabbroiden Vorkommen. Der TiO_2 -Gehalt der Klinopyroxene schwankt in der Regel zwischen knapp einem und zwei Gewichtsprozenten (bei den Saliten bis zu 4 Gew.%), was sie als Ti-führende Klinopyroxene (auch 'basaltische' Pyroxene (TRÖGER, 1969)) auszeichnet. Werte um 3 Gew.% TiO_2 in den Laven sind dabei ein Anzeiger für den alkalischen Charakter des Magmas.

Der Mineralbestand zeigt typische Erscheinungsformen hydrothermalen Alterierung und Autometamorphose. Die Laven sind als sekundäre Spilite zu bezeichnen.

Phänokristalle

Der Umwandlungsgrad der Klinopyroxene ist sehr unterschiedlich. Er reicht von geringer randlicher, uralitischer (Aktinolith) Alterierung bis zum fast vollständigen Ersatz durch Sekundärminerale. Die Umwandlung setzt von innen her (durch Korrosion, an Klüften und durch 'angelöste Stellen', vgl. Kap. 4) oder am Außenrand der Minerale an. Hauptumwandlungsphasen sind Chlorit (Pyknochlor, Diabanit, Talk-Chlorit, Rhipidolith) und Aktinolith (z.T. uralitisch, daneben Mg-Hornblende, aktinolithische Hornblende, braune Hornblende). Daneben kommen Calcit, Quarz, Epidot/Klinoisit, Albit, brauner Amphibol, Erz (Hämatit, Titanit, Leukoxen) vor.

Chrysotil ist sehr selten.

Auffällig ist hier, daß die porphyrischen Klinopyroxene zumindest im Kern noch erhalten sind, die Pyroxene der Grundmasse bis auf wenige Ausnahmen durch Sekundärminerale ersetzt wurden. Die Intensität der Alteration ist vom Blasengehalt des Gesteins abhängig, wobei selbstverständlich die Feinheit der Körnung die Reaktion beschleunigt. Dichte, blasenfreie Laven aus dem vorderen Saalachtal führen im Gegensatz zu blasigeren Laven aus dem südlichen Bereich des Pletzergrabens noch Klinopyroxene in der Grundmasse.

Die Plagioklase sind vollständig albitisiert. Reliktische Kerne (mit gering höheren Anorthit-Gehalten) sind nur noch in einem Vorkommen nachweisbar. Die Analysen liegen jedoch bereits im Albitfeld (vgl. Abb. 39). Sericit, Chlorit, Quarz und reichlich Epidot ersetzen oft vollständig die Minerale, bilden Pseudomorphosen.

Als Sekundärminerale der Kaersutite sind Aktinolith, Chlorit und Epidot nachweisbar.

Grundmasse

Sämtliche Minerale der Grundmasse (bis auf wenige Ilmenitreste und albitisierte Plagioklas-Mikrolithe) wurden durch Sekundärminerale ersetzt: Chlorit und Amphibol (meist Aktinolith), sowie Albit, Sericit, Biotit, Stilpnomelan, Epidot/Klinozoisit, Quarz, Karbonat (Calcit) und Erzminerale (Titanit, Leukoxen, Hämatit) sind hier zu nennen (vgl. Kap. 6.1). Dabei sind die hohen Chlorit- und Aktinolithanteile teilweise auf die Devitrifizierung vulkanischen Glases zurückzuführen. Hinzu kommen geringe Anteile von autopneumatolytisch gebildetem Orthit sowie Hydromuskovit und Amphibol-Asbest als Kluftminerale.

8.2 Metamorphose

Paragenesen, chemische Zusammensetzung und Habitus der Minerale belegen, daß eine Ozeanbodenmetamorphose stattgefunden hat. Es sind mehrere Metamorphosestadien präalpidischer und alpidischer Natur nachweisbar:

1. Eine ältere, höher temperierte Autometamorphose mit Temperaturen oberhalb 500°C .
- 2.+3. Mindestens zwei jüngere (alpidische), schwächere Phasen einer Regionalmetamorphose mit Temperaturen von 350°C bis 500°C und Drücken um $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ (5kb).

Zu 1.: Korrosion von Klinopyroxen zu braunem, pleochroitischem Amphibol im Innern der Klinopyroxene belegt dabei den vermutlich devonischen Anteil der Autometamorphose.

Weitere Zeugen dieses höher temperierten Metamorphosestadiums (für braune Hornblenden müssen Bildungstemperaturen oberhalb 500°C angenommen werden) fehlen in sämtlichen Gesteinen. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß bei fallenden Temperaturen während der andauernden Autometamorphose ehemals existierende Mineralanteile höherer Bildungstemperaturen den jeweiligen Bedingungen angepaßt wurden. So erfolgte eine retrograde Anpassung bis an die Bedingungen der Grünschieferfazies. Die Hornblendeannteile im Innern der Klinopyroxene sind durch den Schutz des sie umgebenden Minerals weitgehend davor bewahrt worden. Es kam lediglich zur Ausbildung eines aktinolithischen Randes.

Mit dem retrograden Durchlaufen der Metamorphose von den höheren Temperaturen bis in den Bereich der Grünschieferfazies erfolgte die Umwandlung der glasigen Gesteinsanteile der Laven in Chlorit und Aktinolith, die Spilitisierung der Basalte.

Nach einer späteren tektonischen Durchbewegung, die die Schieferung der Gesteine und den Bruch einzelner Minerale zur Folge hatte, kommt es zu einer weiteren Anpassung an die Bedingungen der Grünschieferfazies.

Die wesentliche Paragenese der alpidischen Regionalmetamorphose ist Albit + Aktinolith + Chlorit, bzw. für den höheren Temperaturbereich

Albit + Aktinolith + Hornblende + Chlorit.

Zu 2.: Die erste, frühalpidische Phase der Regionalmetamorphose wird durch die parakristalline Verheilung deformierter Plagioklasbruchstücke durch die Minerale Calcit, Albit, Quarz oder Chlorit und Calcit belegt. Die Bildung des aktinolithischen Randes um die braunen Amphibole, der Umwandlungssaum um die porphyrischen Klinopyroxene und der Hauptteil der Neusprossungen der metamorphen Grundmasseminerale sind ebenso Zeugen dieser ersten Phase.

Zu 3.: Einer zweiten, jüngeren, alpidischen Phase sind die Chrysotilbildung in den Klüften innerhalb der Klinopyroxene und einige Aktinolith-Neusprossungen, die die Grundmasse durchschlagen, zuzuordnen. Ebenso können die Stilpnomelannadeln, die sowohl Ränder und Klüfte der Plagioklase als auch Chlorit-Aktinolith-Aggregate ehemaliger Pyroxene übersprossen, als spätmetamorphe Anzeiger einer jüngeren, alpidischen, metamorphen Phase der Regionalmetamorphose gewertet werden.

Durch das Fehlen von Prehnit und Pumpellyit zugunsten von Aktinolith und Klinozoisit ist für die Bedingungen der alpidischen Regionalmetamorphose die untere Temperaturgrenze von 350°C gegeben. Der Nachweis von aktinolithischer Hornblende sowie Mg-Hornblende in Koexistenz mit Aktinolith charakterisiert den maximalen Temperaturbereich von 500°C .

Die chemische Zusammensetzung der Ca-Amphibole belegt Drücke um $5 \times 10^8 \text{ Pa}$ (5kb) für die untersuchten Gesteine während der alpidischen Metamorphose. Der von COLINS et al. (1980) angegebene Druckbereich von 3×10^8 – $8 \times 10^8 \text{ Pa}$ (3–8kb) ist demnach zu weit gefaßt.

Im folgenden sollen die nachgewiesenen metamorphen Ereignisse mit Untersuchungen aus dem gesamten Ostalpenraum verglichen werden. Für den Raum der Ostalpen lassen sich zwei präalpidische, d.h. eine kaledonische und eine variszische (BÖGEL et al., 1979; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; SATIR & MORTEANI, 1979) sowie drei bis vier alpidische (FREY et al., 1974; HAWKESWORTH et al., 1975) metamorphe Ereignisse nachweisen. Eine Übersicht gibt Tab. 11.

Spezielle Untersuchungen

Stadium	Zeitliche Einstufung	Faziesbereich	Autor	Gesteinsserie	Region	Radiometrische Alter
KALEDONISCH	Ordovizium/ Silur	Amphibolit- fazies	GRAUERT & ARNOLD (1969)	Paragneise	Silvretta	450Ma
	420-450Ma	hohe bis mittlere Drücke	GRAUERT (1969) BRAUER et al. (1971) HABBE et al. (1969) BOSCHI et al. (1973)	Paragneise Augengneise Augengneise Paragneise	Silvretta Osttirol - Pusteria	450-418Ma 420±20Ma 420±20Ma 497±38Ma
VARISZISCH	Karbon	Grünschiefer- und Amphibolit- fazies	BESANG et al. (1968) SATIR & MORTEANI (1979) CLIFF et al. (1971) JAEGER et al. (1969)	Orthogneise Schwazer Augengneise Orthogneise	Hohe Tauern Mittelost- alpin Hohe Tauern	282Ma 322±24Ma 347±30Ma 240Ma (Effusions- alter)
	270-300Ma	niedrige Drücke				
ALPIDISCH	1	Tiefdruck/ Hochtemperatur max. Druck: 5kb (5x10 ⁸ Pa) Temperatur: 620°C	FREV et al. (1974) OXBÜRCH et al. (1966) CLIFF et al. (1971) SATIR & MORTEANI (1979) JAEGER (1973)	Basische Ganggesteine - - Steinkogel- Schiefer	Hohe Tauern Schneeberger Zug Tauernfenster Mittelost- alpin	112-118Ma 65-90Ma 65-80Ma 90Ma
	2	Hochdruck/ Tieftemperatur	MILLER (1974)	Blauschiefer Eklogite	Penninische Schieferhülle	-
	3	Regionalmeta- morphose Eozän/ Oligozän und 38±2Ma	FREV et al. (1974) CLIFF et al. (1971) SATIR (1974) BESANG et al. (1968)	- - - -	Tauernfenster " " "	- 15-36Ma 17-18Ma 8-17Ma 15-36Ma
	4	'low-grade' bis 'very low-grade'	FREV et al. (1974) SCHRAMM (1980)	- Wildschönauer Schiefer Werfener Schichten	(vorwiegend Westalpen) Nördliche Kalkalpen/ Nördliche Grauwackenzone	- - -

Tab. 11: Präalpidische und alpidische metamorphe Ereignisse im Raum der Ostalpen.

Für die basischen Magmatite der westlichen Grauwackenzone ist nur ein präalpidisches Ereignis, die Autometamorphose, nachweisbar. Das frühe, hochtemperierte Stadium (spätmagmatisch, bzw. nachträgliche Umwandlung noch im Zusammenhang mit der Kristallisation) dieser Autometamorphose ist vermutlich devonischen Alters.

Aufgrund des Alters der basischen Magmatite (Ordovizium/Silur bzw. Devon) und ihrer tektonischen Stellung innerhalb des Ostalpenraumes ist jedoch auch noch von einer variszischen Regionalmetamorphose auszugehen. Diese hat den Druck- und Temperaturbereich, den die alpidischen Ereignisse aufweisen, nicht überschritten. Somit ist sie anhand des Mineralbestandes nicht von den alpidischen Anteilen trennbar.

Die Schieferung der Gesteine und der kataklastische Bruch einzelner Minerale (Klinopyroxen, Plagioklas) ist der alpidischen Gebirgsbildung zuzuordnen.

Die beiden erstgenannten, frühalpidischen Ereignisse (vgl. Tab. 11) sind innerhalb des Ostalpenraumes nur in wenigen, eng begrenzten Gebieten nachgewiesen. Die Tiefdruck/Hochtemperatur-Metamorphose der oberen Kreide (Stadium 1, Tab. 11) wird nur im Raum des Tauernfensters belegt. FREY et al. (1974) nehmen an, daß diese Blauschieferfazies den gesamten Alpenraum erfaßt hat, spätere metamorphe Ereignisse diese Entwicklung jedoch verwischten. Die Hochdruck/Tieftemperatur-Metamorphose (83-52Ma; Stadium 2, Tab. 11) ist hauptsächlich im Westalpenraum verbreitet. In den Ostalpen läßt sie sich nur in geringen Anteilen der penninischen Schieferhülle belegen (MILLER, 1974).

In den basischen Magmatiten aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone sind der Hauptteil der Neusprossungen, die parakristalline Verheilung der durch alpidische Ereignisse deformierter Minerale einem älteren alpidischen Ereignis zuzurechnen. Es handelt sich hier um eine Regionalmetamorphose der mittleren bis oberen Grünschieferfazies. Vom Grad der Ausbildung ist dieses Stadium mit dem Stadium 3 (Tab. 11) des Ostalpenraumes vergleichbar.

Die beschriebenen Stilpnomelanübersprossungen und die Chrysotilbildung auf Klüften innerhalb der Pyroxene sind einer jüngeren Phase eines alpidischen Ereignisses zuzuordnen. Inwieweit in diesem Fall Parallelen zu dem in Tab. 11 erfaßten metamorphen Ereignis des Oligozän/Miozän (KLEBERGER & SCHRAMM, 1980; SCHRAMM, 1980) bestehen, sei dahingestellt.

8.3 Magmengenese

8.3.1 Anmerkung zur Korrelation von Gesamtgesteinschemie und Magmenchemie im Falle alterierter basischer Magmatite

In vorliegender Arbeit wurden ausschließlich alterierte, metamorph überprägte Basalte bearbeitet. Aufgrund der Feinkörnigkeit wird die Genese solcher Basalte in der Literatur fast durchweg aus der Kenntnis des Gesamtgesteinschemismus abgeleitet. Die hier verwendeten Diagramme von GARCIA (1978), MULLEN (1983), PEARCE & CANN (1973), PEARCE & NORRY (1979), RIDLEY (1974) und WINCHESTER & FLOYD (1976) beruhen jedoch auf geochemischen Untersuchungen an nicht metamorph überprägten Magmatiten. Bei der Anwendung für alterierte Gesteine stellt sich zwangsläufig die Frage nach der Immobilität der Elemente bzw. nach der für das jeweilige Diagramm kritischen Konzentrationsänderung.

Durch den Vergleich von Gesamtgesteinschemie (Daten von SCHLAEGEL, in Vorb.) mit der Klinopyroxenchemie konnte gezeigt werden, daß die Konzentrationsänderungen sämtlicher Hauptelemente erheblich sind. Dies führte zu einer Verfälschung der CIPW-Norm (Abb. 64) und zu einer Verschiebung in Richtung kalkalkalischen Chemismus (AFM-Diagramm; Abb. 67). Auch die Alkalinität der Gesteine (nach PEACOCK, 1931; Abb. 65+66) ließ sich aufgrund der Mobilität der Hauptelemente nicht festlegen.

Diese Diagramme lassen sich für alterierte basische Magmatite, wie sie hier vorliegen, nicht anwenden.

Bei den Spurenelementen gehen MULLEN (1983), LOESCHKE (1979), SAUNDERS et al. (1980) und WOOD et al. (1976) davon aus, daß - neben einem großen Teil der Seltenerdelemente (SEE), unter anderem Yttrium - Titan, Zirkonium und Phosphor immobil sind und Mangan gering mobil ist.

Es zeigte sich jedoch, in Übereinstimmung mit HART et al. (1974), PEARCE (1975) und GARCIA (1978), daß im Falle der hier untersuchten Basalte zumindest Titan und Mangan mobil sind. Somit verbleiben an Elementen für die Interpretation von Gesamtgesteinsanalysen nur Zirkonium, Phosphor und Yttrium und einige zusätzliche Seltenerdelemente (wie Cer, Scandium, Lanthan).

8.3.2 Pyroxenchemie

Die Zusammensetzung der Klinopyroxene erfährt, im Gegensatz zur Chemie des Gesamtgesteins, durch Alteration und Ozeanbodenmetamorphose keine stofflichen Verschiebungen (AGGARWAL et al., 1984; CAWOOD, 1984; COOMBS, 1963; LE BAS, 1962; LETERRIER et al., 1982; LOESCHKE, 1979; NISBET & PEARCE, 1977). Weiterhin ist die Zusammensetzung der Klinopyroxene magmen-spezifisch. Durch die Rückschlüsse vom Klinopyroxen auf das zugehörige Magma ist es daher möglich, eine Klassifikation der Gesteine durchzuführen.

Aufgrund der stofflichen Immobilität der Pyroxene erstellen einige Autoren (u.a. GARCIA, 1979) die Klassifikation der Diagramme bereits mit Pyroxenen alterierter Basalte (unter anderem aus dem Bereich der Grünschieferfazies) oder empfehlen die Pyroxenchemie zur Magmenbestimmung von Paläovulkaniten (LETERRIER et al., 1982).

Klinopyroxene aus Alkalibasalten sind gegenüber denen aus Tholeiiten durch einen geringeren SiO_2 -Gehalt (Alkalib.: <49%; Tholeiit: 50-52%), durch höheres TiO_2 (Alkalib.: >1.5%; Tholeiit: <1%), durch geringere Cr_2O_3 -Gehalte (Alkalib.: nahe 0; Tholeiit: 0.2-0.4%), durch höheres CaO (Alkalib.: 20.5-22%; Tholeiit: 17-20%) sowie durch höhere Gehalte an Na_2O (Alkalib.: 0.4-1.2%; Tholeiit: <0.5%) gekennzeichnet. Die in dieser Arbeit angewendeten Diagramme von GARCIA (1975, 1979), HEKINAN (1982), LE BAS (1962), LETERRIER et al. (1982), NISBET & PEARCE (1977) und SCHWEITZER et al. (1979) sind dementsprechend durch diese Elemente charakterisiert.

Durch die eigenen Untersuchungen stellte es sich heraus, daß die verschiedenen Gehalte an Al_2O_3 , TiO_2 und SiO_2 der Klinopyroxene die deutlichsten Unterscheidungskriterien in Bezug auf tholeiitischen oder alkalischen Chemismus der Laven lieferten. Aufgrund der sehr geringen Differentiation innerhalb der Klinopyroxene sämtlicher Proben erwies sich das Diagramm von GARCIA (1975), in welchem innerhalb des Pyroxen-Quadrilaterales Differentiationstrends von Pyroxenen bekannter Magmaserien festgelegt werden, als ungeeignet. Eindeutig trennbar waren in allen untersuchten Laven die Klinopyroxene aus Tholeiiten bzw. aus subalkalischen Basalten von denen aus Alkalibasalten (Diagramme: $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ / $\text{Ti-Ca+Na} / \text{Ti-Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg} / \text{Al}_{\text{tot}}\text{-Ti}$; Abb. 68-72).

Kalkalkalisches Magma der bearbeiteten Klinopyroxene konnte ausgeschlossen werden.

Die Festlegung der geotektonischen Position tholeiitischer Laven wird durch die unterschiedliche Begriffsbildung in der Literatur erschwert. Wo LE BAS (1962) und NISBET & PEARCE (1977) von Ozeanboden sprechen, verwenden andere Autoren Begriffe wie 'Tholeiite aus dem Bereich von Dehnungszonen' bzw. 'Basalte nicht orogener Herkunft' (LETERRIER et al., 1982). Darunter können aber sowohl Ozeanbodentholeiite bzw. Tholeiite des Mittelozeanischen Rückens, Marginal Basin-Basalte als auch Tholeiite von passiven Intraplatten-Bereichen verstanden werden. Eine genauere Festlegung in Bezug auf die geotektonische Einordnung unternehmen nur NISBET & PEARCE in ihrem $\text{TiO}_2\text{-MnO-Na}_2\text{O}$ -Diagramm (Abb. 77).

Zur Eingrenzung der Förderposition sollten deshalb die Ergebnisse aus der Gesamtgesteinschemie mit berücksichtigt werden.

Die Schichtlava aus dem Bereich des vorderen Saalachtales ist ein Ozeanbodentholeiit.

Die Laven des südlichen Pletzergrabengebietes sind Tholeiite aus dem Bereich von Dehnungszonen (wobei das Gebiet eines Marginal Basins (Synonym: Back-Arc-Basin) anzunehmen ist) bzw. Ozeanbodentholeiite. Die Förderposition des alkalischen Vorkommens ist in einer Mittelstellung zwischen Ozeanboden und Intraplatten-Bereichen zu suchen. Dafür in Frage kommen: Seamounts oder ozeanische Inseln.

Die Pillow-Lava aus dem Geissteingebiet besitzt tholeiitischen Charakter. Als Förderposition kommen der Ozeanboden bzw. ein Marginal Basin in Frage.

8.4 Zusammenfassung der petrographischen und geochemischen Ergebnisse

Im folgenden werden, soweit es für das Verständnis zum Fördergebiet der basischen Magmatite nötig erscheint, die Ergebnisse der Pyroxenchemie, der Gesamtgesteinschemie, der Mineralkenntnis und der Geländekenntnis für die einzelnen geographischen Teilbereiche innerhalb der Glemmtal-Einheit zusammengefaßt.

Vorderes Saalachtal

Die Laven aus dem Bereich des vorderen Saalachtales sind reine Ozeanbodentholeiite (vgl. Kap. 7.3 und 7.4 sowie SCHLAEGEL (in Vorb.)). Der Blasengehalt ist, ebenso wie der Grad der Alteration, sehr gering.

Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben: Von den ehemals porphyrischen Augiten sind lediglich 12.5% durch Alteration und Metamorphose in Sekundärminerale umgewandelt. Plagioklas-Mikrolithe der Grundmasse weisen in Einzelfällen höhere Anorthit-Gehalte (→ Oligoklas) auf. Des weiteren lassen sich innerhalb der Grundmasse diopsidischer Augit sowie skelettartiger Ilmenit als relikttisch magmatische Minerale nachweisen.

Tholeiitische Pillow-Laven mit einem sehr geringen Blasengehalt sind typisch für den vorderen Bereich des Saalachtales. Pyroklastika treten zurück. Intrusiva (zum Teil mit intermediärem Chemismus) weisen sehr geringe Mächtigkeiten auf.

Der geringe Blasengehalt, zusammen mit der geotektonischen Position des Ozeanbodens, dem geringen Auftreten von Pyroklastika sowie dem geringen Grad der Alteration läßt auf eine relativ große Wassertiefe schließen.

Geissteingebiet

Die Laven des Geissteingebietes weisen (neben geringen alkalischen Affinitäten) vorwiegend tholeiitischen Chemismus auf. Das Effusionsmilieu ist in einem Übergangsbereich zwischen Ozeanboden, Marginal Basin und dem Bereich ozeanischer Inseln anzusetzen.

Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben: Der Grad der Alteration reicht von geringer Umwandlung der porphyrischen, diopsidischen Augite (12.5% der Minerale) in einer intersertalen Grundmasse mit Plagioklas-Mikrolithen und Augiten bis zum völlig rekristallisierten, metamorphen Mineralbestand. Der hohe Gehalt an Titanit und Leukoxenmineralen in den stärker alterierten Partien zeigt die Mobilität des Titans, bedingt durch starke Verwitterung.

Für die Pillow-Laven des Geissteingebietes, deren Blasengehalt vom Boden zum Dach des Komplexes von 5% bis zu 10% ansteigt, werden Wassertiefen zwischen 550m und 300m für den Austritt der Lava angenommen. Die Differentiation der Basalte ist äußerst gering. Neben Tholeiiten treten reich-

lich Pyroklastika und Tuffite auf. Der Anteil an gabbroiden Intrusivgesteinen ist gering. Metasedimente stehen in engem Verband mit vulkanischen Gesteinsanteilen. Als Entstehungsmodell für die Gesteine wird neben einem Marginal Basin das Modell eines Seamounts favorisiert (QUITTERER, 1985).

Südliches Pletzergrabengebiet

Die Laven aus dem südlichen Bereich des Pletzergrabens besitzen sowohl tholeiitischen als auch alkalischen Chemismus (vgl. SCHLAEGEL, in Vorb.).

Als Effusionsmilieu der Magmen ist ein Übergangsbereich zwischen Ozeanboden (und damit auch Marginal Basin, da dies geochemisch nicht trennbar ist) und dem Intraplatten-Bereich (in diesem Fall der Bereich ozeanischer Inseln bzw. Seamounts) anzusetzen (vgl. hierzu auch SCHRÖCKER, 1981).

Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben: Der hohe Alterationsgrad ist typisch für die untersuchten Gesteine des südlichen Pletzergrabengebietes. Die porphyrischen Klinopyroxene der Laven sind bereits zu 40% bis 65% in Sekundärminerale umgewandelt. Die Alteration und Metamorphose, deren Gasphase sehr CO_2 -reich gewesen sein dürfte ($\rightarrow$ hoher Calcitanteil innerhalb der Grundmasse) führte zu reichlicher Bildung von Calcit, Epidot und sekundären Erzmineralen (Titanit, Leukoxen, Hämatit). Säume von Titanit an den Klufrändern und am Außenrand der porphyrischen Klinopyroxene zeigen deutlich den Endzug des Calciums aus dem Pyroxengitter und die Mobilität des Titans. Ehemalige Blasen der Gesteine sind vorwiegend durch Karbonate verfüllt. Der Blasengehalt ist allgemein hoch.

Im südlichen Gebiet des Pletzergrabens ist der Anteil an Pillow-Laven relativ gering. Neben Schichtlaven sind eine große Anzahl von Pyroklastika und Tuffiten vertreten (SCHRÖCKER, 1981). Tholeiitische Laven sind im direkten Kontakt zu Metasedimenten nachweisbar (vgl. hierzu Abb. 8). Geringmächtige Pyroxenite kommen als diskordante Gänge innerhalb des vulkanischen Verbandes vor.

Pillow-Laven und Schichtlaven (mit einer Förderposition aus dem Marginal Basin-Bereich) treten in diesem Gebiet in engem Verband (innerhalb eines Profils aufgeschlossen) mit Metasedimenten und Alkalibasalten ozeanischer Inseln (Seamounts) auf. Darin und in dem Blasengehalt der Gesteine ist ein entscheidender Hinweis auf die geringe Wassertiefe dieses Abschnittes der westlichen Grauwackenzone gegeben.

Eine Auffälligkeit ist für die Hochhörndler Schuppenzone im Bereich des südlichen Pletzergrabengebietes zu verzeichnen. Nur in diesem Gebiet innerhalb des Westteiles der Nördlichen Grauwackenzone treten als gabbroide Intrusivgesteine Kaersutit-führende Gabbros auf (auf einer West-Ost-Länge von 3km sind vier Aufschlüsse bekannt).

Das Bildungsmilieu eines Kaersutit-führenden Gabbros ist stets wasserreicher als das anderer Gabbros anzusetzen. Sie stehen immer im Zusammenhang mit Alkalischmelzen (TRÖGER, 1969). Für das untersuchte Vorkommen ist als Magmenherd eine Zone zwischen dem oberen Mantel und flachen Krustenbereichen anzusetzen (vgl. Abb. 47).

Es ist anzunehmen, daß zwischen dem Auftreten Kaersutit-führender Gabbros und der Tatsache der Schuppenzone ein direkter Zusammenhang besteht.

Im Laufe der letzten Jahre wurden an Metabasiten aus dem Raum der Ostalpen zahlreiche Untersuchungen durchgeführt. Die in Tabelle 12 aufgeführten Ergebnisse beruhen ausschließlich auf der Auswertung von Gesamtgesteinsdaten.

AUTOR	REGION	GESTEINSART	GENESE	FÖRDERPOSITION
HÖCK & MILLER (1980)	mittlere und östliche Hohe Tauern	Eklogite, Prasinit, Metagabbros	Tholeiit/ Alkalibasalt	Intraplatten-Bereich (Alkalib.) Ozeanboden (Tholeiit)
FRISCH & NEUBAUER (1984)	ostalpin Kristallin	Gneis-Amphibolit-Folgen	Tholeiit/ Kalkalkalibasalt/ basalt. Andesit/ Andesit/ Alkalibasalt	Inselbogen/ aktiver Kontinentalrand
LOESCKE (1975)	Karawanken	paläozoische Spillite	alkalischer Charakter	subkontinentale Kruste (Back-Arc) bzw. ozeanischer Bereich (Mittelozeanischer Rücken)
MAGETTI & GALETTI (1984)	Silvretta	Laven, Eklogite, Amphibolite	Tholeiite	Back-Arc-Basin
KOLMER (1978)	Grazer Paläozoikum	paläozoische Spillite	vorwiegend alkalischer Charakter	Intraplatten-Bereich
COLINS et al. (1980)	Zeller Becken, NGZ-West	paläozoische Laven	Tholeiite	Mittelozeanischer Rücken bzw. Intraplatten-Bereich
SCHRÖCKER (1981)	Pletzergraben-gebiet, NGZ-West	paläozoische Tuffite	vorwiegend alkalischer Charakter	Intraplatten-Bereich

Tab. 12: Untersuchungen an Metabasiten aus dem Raum der Ostalpen.

8.5 Geodynamik

Die Bildung des basaltischen Magmatismus im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone wird im Rahmen folgender geodynamischer Modelle diskutiert. Dabei gehen LOESCHKE (1977), MOSTLER (1983) und FRISCH et al. (1984) von ordoviz-silurischem Alter, HEINISCH (1986) von devonischem Alter für die Metabasite aus.

- (1) **Inselbogenvulkanismus (LOESCHKE; 1977):** Der eugeosynklinale Vulkanismus der Nördlichen Grauwackenzone wird zusammen mit dem Kärntens durch Differentiation von Mantelmaterial über einer Subduktionszone erklärt.
- (2) **Grabenbildung durch Manteldiapirismus (MOSTLER, 1983):** Durch die Ausbildung einer Taphrogeosynklinale, die im oberen Ordovizium ihren Höhepunkt erreicht, kommt es im Westbereich der Nördlichen Grauwackenzone zur Faziesaufsplitterung in Form von Hochschwellen, Tiefschwellen und Becken. In schmalen Segmenten des zentralen Beckenbereiches kommt es zur Förderung echter ozeanischer Basalte (vgl. COLINS et al., 1980).
- (3) **Marginal Basin (FRISCH et al., 1984):** Im Verlauf des oberen Ordoviziums kommt es zur Bildung neuer Becken im Raum der Ostalpen, in denen die Wildschönauer Schiefer der Nördlichen Grauwackenzone und die zugehörigen Vulkanite gebildet werden. Diese Becken werden als der Beginn eines Dehnungszentrums oder als Marginal Basin über einer Subduktionszone gewertet, die eventuell zu dieser Zeit im penninischen Hinterland existierte.
- (4) **Dehnungstektonik: Manteldiapirismus oder Back-Arc-Basin (HEINISCH, 1986):** Die Bildung des basischen Vulkanismus im westlichen Teil der Nördlichen Grauwackenzone wird im Rahmen lang andauernder Dehnungstektonik gesehen. In deren Verlauf wird ein 'passives Becken' geformt. Die Ursachen sind entweder im Manteldiapirismus (vgl. MOSTLER, 1983) oder in einem weit entfernten Subduktionssystem (→ Marginal Basin, vgl. FRISCH et al. (1984)) zu suchen.

Bei der Diskussion eines geodynamischen Modells aus der Sicht der eigenen Untersuchungen muß folgendes mit berücksichtigt werden:

- Ozeanbodentholeiite
- Tholeiitische Laven der Übergangszonen (Stellung zwischen Ozeanboden, Marginal Basin- und Intraplatten-Bereichen)
- Alkalische Laven aus Intraplatten-Bereichen (ozeanische Inseln)
- Intrusiva (Gabbros, Pyroxenite)
- Hoher Sedimentanteil (→ Kontinentnähe)

Aufgrund dieser Ergebnisse ist das Modell eines Inselbogens (LOESCHKE, 1977) für den Westteil der Nördlichen Grauwackenzone auszuschließen.

Im gesamten Bereich der Glemmtal-Einheit treten keine echten Kalkalkali-basalte auf.

Die Existenz von Laven ozeanischer Inseln läßt auch das Modell einer Grabenbildung (MOSTLER, 1983) eher unwahrscheinlich erscheinen.

Der Bereich eines Marginal Basins ist als Effusionsmilieu der basischen Magmatite das wahrscheinlichste.

Dabei werden die untersuchten Gesteine als ein metamorphosierter Teil einer Ophiolith-Sequenz angesehen. Ophiolithe als Anzeiger ozeanischer Lithosphäre können an verschiedenen geologischen Positionen nachgewiesen werden (SAUNDERS et al., 1979):

- Am Mittelozeanischen Rücken
- In Marginal Basins
- Als Wurzeln von Inselbögen und ozeanischen Inseln.

Der Mittelozeanische Rücken scheidet hier ebenso aus wie die Wurzeln von Inselbögen (vgl. Chemismus der Laven). Als mögliche geologische Position verbleibt der Bereich eines Marginal Basins und der ozeanischer Inseln. Nicht zuletzt sind Ophiolithe häufig als die Kruste von Marginal Basins, erzeugt durch Sea Floor Spreading, bekannt. Beispiele hierfür sind das Lau Basin (südwestlicher Pazifik), die östliche Schottische See (im Hinterland des Süd-Sandwich Bogens) und das Marginal Basin im südlichen Teil von Chile.

Neben der ozeanischen Kruste, die in der Regel aus subalkalischen Basalten (häufig Pillows) besteht, kommen innerhalb eines Marginal Basins auch höhere Effusionszonen, wie die von ozeanischen Inseln (Seamounts) vor (HAWKINS, 1976). Diese können im unteren Bereich ihrer vulkanischen Ab-

folge, ebenso wie die ozeanische Kruste der Becken, durch eine Ophiolith-ähnliche Sequenz charakterisiert werden. Diese ist in mehrere Einheiten unterscheidbar (aufgezeigt am Beispiel La Palma, Kanarische Inseln; SCHMINCKE (1982)):

- Einem zentralen plutonischen Komplex (meist Alkaligabbros);
- einem 'sheeted-dike-Schwarm' mit abhängigen Sills und geringen Anteilen von Keratophyren bis Alkalibasalten;
- einem unteren extrusiven Abschnitt, meist ausschließlich Pillow-Laven;
- einem oberen extrusiven Abschnitt mit über 50% Pillow-Brekzien und vielen Typen von Hyaloklastiten. Die Gesteine dieses Abschnittes sind in sehr seichtem Wasser (wenige 100m bis wenige 10er Meter) extrudiert.

Nach diesem Stadium erfolgt die Stabilisierung zur Insel. Bei hohen Eruptionsraten werden klassische Schildvulkane aufgebaut (Bsp. Mauna Loa, Kilauea, Hawaii). Die chemische Zusammensetzung der Schildvulkane ist meist alkalibasaltisch, seltener tholeiitisch.

Das Bildungsmilieu von Dehnungszonenbereichen ist allen untersuchten Laven und damit auch den assoziierten Intrusiva gemeinsam. Aufgrund der oben aufgezeigten Modellvorstellung und der geochemischen Ergebnisse kann man für die Laven aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone folgende mögliche Positionen innerhalb eines Marginal Basins annehmen (vgl. auch HEINISCH (1986) und SCHLAEGEL (in Vorb.):

Die blasenfreien Ozeanbodentholeiite aus dem Südosten der Glemmtal-Einheit (Vorderes Saalachtal) können dem tiefen ozeanischen Bereich eines Marginal Basins bzw. deren Bildung an einem ozeanischen Rücken innerhalb des Beckens zugeordnet werden.

Der Südwesten der Glemmtal-Einheit (Geissteingebiet) ist vorwiegend durch tholeiitische Laven (häufig Pillows) gekennzeichnet (QUITTERER (1985); SCHLAEGEL (in Vorb.)). Diese wurden teils am ozeanischen Boden, teils im ozeanischen Inselbereich (Seamount) gefördert.

Der Nordwesten der Glemmtal-Einheit (Südliches Pletzergrabengebiet) ist vorwiegend durch alkalische, aber auch tholeiitische Laven charakterisiert. Ihre Wassertiefe wird als sehr gering eingestuft. Die Förderposition der alkalischen Magmen ist im Bereich von Seamounts anzusetzen. Für die tholeiitischen Laven werden flache ozeanische Bereiche bzw. untere Partien ozeanische Inseln angenommen (vgl. hierzu SCHMINCKE (1982).

Die Existenz eines ehemaligen Inselbogens läßt sich nicht belegen. Lediglich der zum Teil andesitische Chemismus der Magmatite des ostalpinen Kristallins (vgl. FRISCH & NEUBAUER, 1984) bzw. der Spilite der Karawanken (vgl. LOESCHKE, 1975) könnte als ein Hinweis darauf verstanden werden.

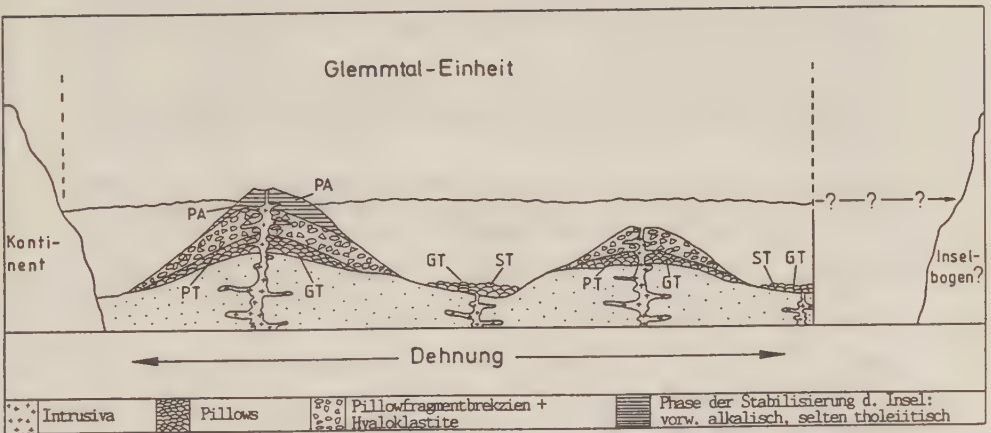


Abb. 85: Modell eines Marginal Basins für den Westteil der Nördlichen Grauwackenzone. - PT: Pletzergraben-Tholeiite - PA: Pletzergraben-Alkalibasalte - GT: Geisstein-Tholeiite - ST: Saalachthal-Tholeiite.

LITERATURVERZEICHNIS

- AGGARWAL, P.K., FUJUI, T. & NESBITT, B.E. (1984): Magmatic composition and tectonic setting of altered volcanic rocks of the Fennell Formation, B.C.- Can. J. of Earth Science, 21/7, 743-752.
- AICHHORN, A. (1978): Geologische Untersuchungen im Raum Viehofen, Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen.- Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 123S..
- AICHHORN, A. & MOSTLER, H. (1978): Zur Genese der Erzlagerstätten im Zeller Raum unter besonderer Berücksichtigung der Pb-Zn-Cu-Vererzungen (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg).- Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 9/4.
- ALBEE, A.L. & RAY, L. (1970): Correction factors for the electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates.- Anal. Chem., 42, 1404-1414.
- AUGUSTHITHIS, S.S. (1979): Atlas of the textural patterns of basic and ultrabasic rocks and their genetic significance.- De Gruyter, Berlin, New York.
- BARBERI, F., BIZOUARD, H. & VARET, J. (1971): Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alcalic and transitional basaltic magmas.- Contrib. Mineral. Petrol., 33, 93-107.
- BECHTHOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M. (1981): Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich - Ein Exkursionsführer.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/11, 305-353.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides.- J. Geol., 76, 382-403.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, I. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich).- Geol. Jb., 86, S. 835, Hannover.
- BEST, M.G. (1974): Mantle derived amphiboles within inclusions in alcalic-basaltic lavas.- Journ. of Geoph. Research, 79, 2107-2113.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F.P., SATIR, M. & SCHMIDT, K. (1979): The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159/1, 87-112.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1973): Metamorphic evolution of the austroalpine rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data.- Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 549-571.
- BRACK, W., TROLL, G., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1977): Geochronological investigations in the "Altkristallin" of Eastern Tyrol.- Geodynamics and Geotraverses around the Alps.- Salzburg - München.

- CAPEDRI, S., DE NEGRI, G. & VENTURELLI, G. (1979): Clinopyroxenes and amphiboles in a metadolerite from the Northern Apennines. Implications on the palaeogeographic role of ophiolites.- *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 26, 21-37.
- CAPEDRI, S. & VENTURELLI, G. (1979): Clinopyroxene compositions of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area.- *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 43, 61-73.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1974): *Igneous Petrology*.- 739 S., Mac Graw - Hill Book Company.
- CAWOOD, P.A. (1984): A geochemical study of metabasalts from a subduction complex in eastern Australia.- *Chem. Geol.*, 43, 29-47.
- CLIFF, A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural metamorphic and geochemical studies in the Reisseck and Southern Ankogel Group, the Eastern Alps.- *Jahrb. Geol. B.-A. Wien*, 114, 121-272.
- COLINS, E., HOSCHEK, G., MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, 343-378, Wien.
- COOMBS, D.S. (1963): Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside - olivine - silica diagram.- *Min. Soc. Am. (The Am. Min.) Spec. Pap.*, 1, 227-250, Washington.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1967): *Rock Forming Minerals*.- Vol. 1-5, Longman, London.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1975): *An Introduction to the Rock Forming Minerals*.- 528 S., Longman, London.
- DOWTY, E. (1976): Crystal structure and crystal growth: II. Sector zoning in minerals.- *Am. Mineral.*, 61, 460-469.
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (NGZ, Tirol).- *Festband des Geol. Institutes, 300 Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 547-569, Innsbruck.
- FLOYD, P.A. (1977): Rare earth element mobility and geochemical characterization of spilitic rocks.- *Nature*, 269, 134-137.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E., NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review.- *Schweizer. Min. Petrogr. Mitt.*, 54, 2/3, 247-290.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1984): Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin.- *Fortschr. Miner.*, 62, Bft. 1, 67-68.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian - Variscan cycle.- *Geol. Rdsch.*, 73/1, 47-68.

- GARCIA, M.O. (1975): Clinopyroxene composition, an indicator of magma type in altered volcanic rocks.- *Geol. Soc. Am., Abstracts with Program*, 7/7, 1082-1083.
- GARCIA, M.O. (1978): Criteria for the identification of ancient volcanic arcs.- *Earth Planet. Sci. Rev.*, 14, 147-165.
- GARCIA, M.O. (1979): Petrology of the Rogue and Galice Formations, Klamath Mountains, Oregon: Identification of a Jurassic Island Arc Sequence.- *J. Geol.*, 87, 29-41.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen.- *Diss. Univ. Bern*, 166 S..
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen).- *Contrib. Miner. Petr.*, 20, 34-56.
- GÜNER, M. (1983): Geochemistry and tectonic significance of altered basaltoids from the Pontic Ranges, Turkey.- *Geol. Rdsch.*, 72/1, 239-252.
- HAHN-WEINHEIMER, P., HIRNER, A. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1984): Grundlagen und praktische Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).- 253 S., Vieweg, Wiesbaden.
- HAJASH, A. & CHANDLER, G.W. (1981): An experimental investigation of high temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite.- *Contrib. Miner. Petr.*, 78, 240-254.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. & SCHMIDT, K. (1968): Rb/Sr- und K/Ar-Alterbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen).- *Geol. Jb.*, 86, S. 797, Hannover.
- HART, S.R., ERLANK, A.J., KABLE, E.J.D. (1974): Sea floor basalt alteration. Some chemical and Sr isotope effects.- *Contrib. Mineral. Petr.*, 44, 219-240.
- HASHIMOTO, M. (1972): Relic clinopyroxenes of Paleozoic greenstones of Tamba and Mikabu terraces, southwest Japan.- *J. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 67, 323-331.
- HATCH, F.H., WELLS, A.K. & WELLS, M.K. (1983): Petrology of the igneous rocks.- *Thomas Murby & Co.*, 551 S., London.
- HAWKESWORTH, C.J., WATERS, D.J., BICKLE, M.J. (1975): Plate tectonics in the Eastern Alps.- *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 24, 405-413.
- HAWKINS, D.W. (1976): Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin.- *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 28, 283-297.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes.- *Habil.-Schrift*, 291 S., Univ. München.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1986): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich).- *Jb. Geol. B.-A.*, im Druck.

- HEKINAN, R. (1982): Petrology of the Ocean Floor.- 393 S., Elsevier Oceanography Series, 33, Amsterdam - Oxford - New York.
- HELLMAN, P.L., SMITH, R.E. & HENDERSON, P. (1979): The mobility on the rare earth elements: Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism.- Contrib. Mineral. Petr., 71, 23-44.
- HEY, M.H. (1954): A new review of the chlorites.- Min. Mag., 30, 277-292.
- HÖCK, V., KOLLER, F., MEIXNER, H., SEEMANN, R., SCHRAMM, J.-M. & STEYRER, H.P. (1981): Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg.- Fortschr. Min. Beih., 59, Bft. 2, 3-37.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern.- Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 81-88, Wien.
- HOERNES, S. (1973): Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich).- Tscherm. min. petr. Mitt., 20, 81-106.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol).- N. Jb. Miner. Abh., 131/3, 272-303.
- HOLLISTER, L.S. & GANCARZ, A.J. (1971): Compositional sector-zoning in clinopyroxene from the Narce area, Italy.- Am. Mineral., 56, 959-979.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) - A Synopsis.- Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 335-341, Wien.
- HOSSAIN, M.T. (1977): Pyroxenes from the gabbro of the Marangudzi ring complex, Rhodesia.- Mineral. Mag., 41, 111-119.
- HRADIL, G. (1924): Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbüheler Grauwackenzone.- Verh. geol. Staatsanstalt, Wien, 1923/24.
- HUGHES, C.J. (1982): Igneous Petrology.- 551 S., Developments in Petrology Elsevier, Amsterdam.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea-water.- Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 107-125.
- HUNT, J.A. & KERRICK, D.M. (1977): The stability of sphene; experimental redetermination and geological implications.- Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 279-288.
- HYNES, A. (1982): A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites.- Contrib. Mineral. Petrol., 81, 119-125.
- ICPDS: International Centre for Diffraction Data (eds.):
Powder Diffraction File Search Manual (Hanawalt). Inorganic Phases, 1980.
Powder Diffraction File Alphabetic Index (Chemical and Mineral Name). Inorganic Phases, 1980.
Powder Diffraction File. Sets 1-25, 1974-1983.- 1601 Park Lane, Swarthmore, Pennsylvania 19081, USA.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- Can. Journ. of Earth Sci., 8, 523-548.

- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung.- *Eclogae geol. Helv.*, **66**, 11-21.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium-Alterbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern).- *Tscherm. min. petr. Mitt.*, **13**, S. 251, Wien.
- KAWAHATA, H. & FURUTA, T. (1985): Sub-sea-floor hydrothermal alteration in the Galapagos spreading center.- *Chem. Geol.*, **49**, 259-274.
- KIRCHNER, E.Ch. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 385-396, Wien.
- KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Ein Metamorphosehiatus an der Salzach-Längsstörung? (Vorbericht).- *Anz. math.-naturwiss. Kl. Österr. Akad. Wiss.*, **117/5**, 69-74.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark.- *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **108**, 31-43, Graz.
- KUSHIRO, J. (1960): Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks.- *Am. J. of Sci.*, **258**, 548-554.
- LANGE, H. & WIEDEMANN, F. (1962): Zur Gewinnung reiner Mineralfraktionen aus Gesteinen.- *Bergakademie*, **14**, 431-439 und 511-524.
- LEAKE, B.E. (1965): The relationship between tetrahedral Aluminium and the maximum possible octahedral Aluminium in natural calciferous and subcalciferous Amphiboles.- *Am. Mineral.*, **50**, 843-851.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles.- *Can. Mineral.*, **16/4**, 501-520.
- LE BAS, M.J. (1962): The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.- *Am. J. of Sci.*, **260**, 267-288.
- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., Girard, D. & MARCHAL, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 139-154.
- LIU, J.G., KUNIYOSHI, S. & ITO, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system.- *Am. J. of Sci.*, **274**, 613-632.
- LOESCHKE, J. (1975): Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen.- *Geol. Rdsch.*, **64/1**, 62-74.
- LOESCHKE, J. (1977): Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese.- *Z. dt. geol. Ges.*, **128**, 185-207.
- LOESCHKE, J. (1979): Zur Geochemie von Palaeovulkaniten und ihre Bedeutung für die Geodynamik.- *Clausth. Geol. Abh.*, **30**, Schöneberg Festschrift, 133-145.
- LOSER, A. (1984): Geologische Kartierung des östlichen Wildseelodergebietes und petrographisch-geochemische Detailuntersuchungen an den Wildseeloder-Porphyroiden (Fieberbrunn, Tirol, Österreich).- *Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München*, 136 S..

- MAGETTI, M. & GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz).- Schweizer. Min. Petrogr. Mitt., 64, 423-450.
- MASON, B. (1966): Principles of geochemistry.- 329 S., Wiley, New York.
- MATTHES, S. (1983): Mineralogie.- 417 S., Springer, Berlin - Heidelberg - New York - Tokio.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (NGZ, Tirol-Salzburg).- Festband des Geol. Institutes, 300 Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 523-545, Innsbruck.
- MILLER, Ch. (1974): On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern Window.- Schweizer. Min. Petrogr. Mitt., 54, 371-384.
- MIYASHIRO, A. (1978): Metamorphism and Metamorphic Belts.- 492 S., George Allen & Unwin, London.
- MOGESSI, A. (1984): Petrology and Geochemistry of the Oetztal-Stubai Amphibolites, Eastern Alps (Tyrol, Austria).- Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- MOGESSI, A. & PURTSCHELLER, F. (1986): Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai Basement Complex based on Amphibolite Petrology.- Jb. Geol. B.-A. Wien, 129/1, 69-91, Wien.
- MOGESSI, A. & TESSADRI, R. (1982): A Basic Computer Programm to Determine the Name of an Amphibole from an Electron Microbe Analysis.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11/7, 259-289.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., 18, 89-150, Wien.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich).-Festband des Geol. Institutes, 300 Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507-522.
- MOSTLER, H. (1970): Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg).- Nachr. Deutsch. Geol. Ges., 2, 52-54, Hannover.
- MOSTLER, H. (1974): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg).- Veröff. Univ. Innsbruck, 86, 237-266.
- MOSTLER, H. (1982): Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwoll-erzeugung in Tirol.- Arch. für Lagerst.-Forsch. Geol. B.-A., Bd 1, 69-76, Wien.
- MOSTLER, H. (1983): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg, Tirol).- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 341-359.

- MOSTLER, H., HADITSCH, J.G., HOHENBÜHEL, K. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill-Zell am See-Salzburg.- Arch. für Lagerst.-Forsch. Geol. B.-A., Bd 5, 101-115, Wien.
- MULLEN, E.D. (1983): $MnO / TiO_2 / P_2O_5$: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.- Earth Planet. Sci. Lett., 62, 53-62.
- MURPHY, J.B., CAMERON, K., DOSTAL, J., KEPPIE, J.D. & HYNES, A.K. (1985): Cambrian volcanism in Nova Scotia, Canada.- Can. J. of Earth Sci., 22/4, 599-606.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. I: Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten.- Birkhäuser, Basel.
- NISBET, E.G. & PEARCE, J.A. (1977): Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings.- Contrib. Mineral. Petrol., 63, 149-160.
- NITSCH, K.H. (1971): Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen Paragenesen.- Contrib. Mineral. Petrol., 30, 249-260.
- OFFLER, R. (1979): Pyroxenes in altered volcanic rocks, Glenrock Station, NSW, Australia.- Mineral. Mag., 43, 497-503.
- OFFLER, R. (1984): Subcalcic, Fe-rich amphiboles in meta-dolerites, Glenrock Station, NSW, Australia.- Mineral. Mag., 48/1, 47-52.
- OFFLER, R. & AGUIRRE, L. (1984): Mineral chemistry of low grade metamorphic rocks, Western Andes, Peru.- N. Jb. Miner. Abh., 150/3, 229-246.
- OHNESORGE, Th., KERNER-MARILAUN, F., HAMMER, W. & CORNELIUS, H.P. (1935): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich: Kitzbühel und Zell am See.- Maßstab 1:75 000, Nr. 5049, Geol. Bundesanstalt.
- OXBURGH, E.R., LAMBERT, R.St.J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J.G. (1966): Potassium argon age studies across the southeast margin of the Tauern Window, The Eastern Alps.- Verh. Geol. B.-A. Wien, 17-33, 1966.
- PEACOCK, M.A. (1931): Classification of igneous rock series.- J. Geol., 39, 54-67.
- PEARCE, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus.- Tectonophysics, 25, 41-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.- Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47.
- PEMBERTON, J.W. & OFFLER, R. (1985): Significance of clinopyroxene compositions from Cudgegong Volcanics and Toolamanang Volcanics, Cudgegong-Mudgee District, NSW, Australia.- Mineral. Mag., 49, 591-599.

- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. (1951): Pyroxenes in the Crystallisation of Basaltic Magma.- Journ. of Geol., 59, 472-489.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.P. (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps.- Tscherm. Min. Petrogr. Mitt., 22, 175-199.
- QUITTERER, E. (1985): Geologische Kartierung im Gebiet westlich des Geissteins und geologisch-petrographische Untersuchungen der Pillowbasalte und gabbroiden Intrusivgesteine (Stuhlfelden, Salzburg/Österreich).- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 132 S..
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents in Hbl, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism.- Contrib. Mineral. Petrol., 45, 231-236.
- RIDLEY, W.J., RHODES, J.M., REID, A.M., JAKES, P., SHIH, C. & BASS, M. (1974): Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Project.- Journ. Petrol., 15, 1974.
- RITTMANN, A. (1929): Zonenmethode zur Bestimmung des Anorthitgehaltes an Plagioklasen.- In TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I: Bestimmungstabellen.- 147 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- SAMEH, F. (1972): Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen der Windauer Ache und dem Brixenbach (Kitzbüheler Alpen).- Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- SATIR, M. (1974): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der westlichen Hohen Tauern: Interpretation und geologische Bedeutung.- Schweizer. Min. Petrogr. Mitt., 54, 213-228.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen.- Geol. Rdsch., 68/1, 1-40.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. & WOOD, D.A. (1980): Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach.- In PANAYIOTOU (Ed.) (1980): Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, 193-204.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., STERN, C.R. & DAIZIEL, J.W.D. (1979): Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile.- Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 237-258.
- SCHALL, C. (1984): Geologische Kartierung des Metavulkanitkomplexes am Geisstein und Untersuchungen zur Genese der metamorphen vulkanosedimentären Wechselfolgen (Stuhlfelden, Salzburg/Österreich).- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 100 S..
- SCHLAEGEL, P. (1987): Der basische Magmatismus in der Nördlichen Grauwackenzone.- Unveröff. Diss. Univ. München, in Vorbereitung.
- SCHMINCKE, H.-U. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands.- In: RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (eds.): Geology of the Northwest African Continental Margin, 273-308, Springer, Berlin.

- SCHMINCKE, H.-U. (1986): Vulkanismus.- 164 S., Wissenschaftl. Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich.- Abh. Geol. B.-A., 33, 124 S., Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 379-384, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1981): Die Grauwackenzone.- Fortschr. Mineral., 59, 4-5, Stuttgart.
- SCHRÖCKER, G. (1981): Geologisch-petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen des oberen Pletzergrabengebietes südlich von Fieberbrunn, Tirol.- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 121 S..
- SCHWETZER, E.L., PAPIKE, J.J. & BENCE, A.E. (1979): Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts.- Am. Mineral., 64, 501-513.
- SEYFRIED, W.R., W.E. & BISCHOFF, J.L. (1980): Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 45, 135-147, Febr. 1981.
- SPITZ, A. (1909): Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbüheler Alpen.- Tscherm. min. petr. Mitt., 28, 497-534, Wien.
- STOUT, J.H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway.- Journ. Petrol., 13, 99-145.
- TAKLA, M.A. (1982): Zoned clinopyroxene from alkali ankaramite-picrite dykes, Finnmark, Norway.- N. Jb. Min. Abh., 143/2, 141-149.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I: Die Zentralalpen.- 766 S., Deutike, Wien.
- TRACY, R.J. & ROBINSON, P. (1977): Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite.- Am. Mineral., 62, 634-645.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II: Textband.- 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I: Bestimmungstabellen.- 147 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- UYEDA, S. (1984): Subduction zones: Their diversity, mechanism and human impact.- Geojournal, 8, 381-406.
- UYEDA, S. & KANAMORI, H. (1979): Back-arc opening and the mode of subduction.- J. Geophys. Res., 84, 1049-1061.
- VALLANCE, T.G. (1969a): Albitic mafic rocks of the Nundle District. Geology of New South Wales.- J. Geol. Soc. Austr., 235-237.

- VALLANCE, T.G. (1969b): Spilites again: Some consequences of the degradation of basalts.- *Proc. Lim. Soc. N.S.W.*, 94, 8-31.
- VALLANCE, T.G. (1969c): Recognition of specific magmatic character in some palaeozoic mafic lavas in New South Wales. *Proc. Specialists' Symposia* (Canberra, 1968).- *Geol. Soc. Austr., Spec. Publ.*, 2, 163-167.
- VALLANCE, T.G. (1974): Pyroxene and basalt-spilite relation.- In: AMSTUTZ, G. (Ed.): *Spilites and spilitic rocks*, 59-68, Springer, Berlin.
- VEBLEN, D.R. (ed.) (1981): *Amphiboles and Other Hydrous Pyriboles - Mineralogy.- Reviews in Mineralogy*, Vol. 9a, Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan, 372 S..
- VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (eds.) (1982): *Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations.- Reviews in Mineralogy*, Vol. 9b, Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan, 390 S..
- WASS, S.V. (1973): The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxenes.- *Mineral. Mag.*, 39, 133-144.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1979): Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse.- *Fortschr. Miner.*, 57/1, 233-234.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magmatype discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*.- 348 S., Springer, Berlin.
- WOOD, D.A., GIBSON, I.L. & THOMPSON, R.N. (1976): Elemental mobility during metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 241-254.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.S. (1962): *Origin of basalt magma: An experimental study of natural and synthetic rock systems*.- *J. Petrol.*, 3, 342-532, Oxford.

KOORDINATEN DER PROBENFUNDPUNKTE

Als Kartengrundlagen dienten die österreichischen Karten 1:50 000 Blatt 122: Kitzbühel und Blatt 123: Zell am See. Herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien.

Probennummer	nördliche Breite	östlich von Greenwich
P1	47°24' 7''	12°33'65''
P2	47°24'61''	12°30'52''
P2/3	47°24'35''	12°30'80''
P3	47°24'18''	12°30'81''
P4	47°23'92''	12°30'50''
P5	47°23'89''	12°30'40''
P6	47°23'81''	12°30'32''
G1	47°19'68''	12°28'81''
G2	47°20'15''	12°29'56''
G4	47°21' 5''	12°30'59''
G5	47°21'12''	12°29' 4''
G6	47°21'42''	12°28'64''
S2	47°22'66''	12°45'74''

ANALYSENTABELLEN

Mineralanalysen (Elektronenstrahlmikrosonde)

Tab. 13: Klinopyroxene	S. 183 - 188
Tab. 14: Amphibole	S. 189 - 191
Tab. 15: Feldspäte	S. 192 - 193
Tab. 16: Chlorite	S. 194 - 195

Anmerkung: Die in den Tabellen mit "0" bezeichneten Werte stehen für Gehalte unter der Nachweisgrenze, die bei etwa 0.05% liegt.

Tab. 13: Klinopyroxene

Probe P1

	27/1	34/1	36/1	38/1	41/2	11/4	12/5	14/7	18/11	20/13	25/18	22/15
SiO ₂	51.02	49.22	50.96	48.40	50.15	50.62	51.13	51.04	51.62	51.73	52.03	52.47
TiO ₂	.78	.84	.87	1.32	.99	.88	.87	.91	.85	.83	.79	.81
Al ₂ O ₃	3.75	3.45	3.41	5.17	4.08	3.64	3.57	3.53	3.34	3.06	3.35	2.95
Cr ₂ O ₃	.27	.29	.36	.83	.31	.47	.34	.25	.27	.12	.32	.09
FeO*	7.13	7.78	6.07	6.11	6.00	6.01	6.00	5.93	6.13	5.96	6.19	6.44
MnO	.18	.12	.09	.08	.10	.11	.14	.16	.14	.12	.12	.15
MgO	17.03	16.62	16.60	15.84	16.26	16.85	17.04	17.33	17.04	17.31	17.34	17.39
CaO	19.90	20.88	20.31	19.49	20.21	20.45	20.11	20.26	20.42	20.43	21.08	20.00
K ₂ O	0	.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.39	.63	.31	.28	.32	.30	.28	.33	.33	.27	.32	.30
Σ	100.45	99.88	98.98	97.52	98.42	99.33	99.48	99.74	100.14	99.83	100.94	100.86

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr ^{IV}	Cr ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
Si	1.873	1.839	1.981	1.828	1.872	1.874	1.886	1.879	1.893	1.900	1.885	1.912	
Al ^{IV}	.126	.152	.108	.172	.127	.125	.113	.120	.106	.099	.114	.087	
Al ^{VI}	.036	0	.041	.058	.052	.033	.041	.032	.037	.033	.028	.039	
Ti	.022	.024	.024	.038	.029	.248	.024	.026	.024	.023	.022	.022	
Cr ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Cr ^{VI}	.008	.009	.011	.025	.009	.014	.010	.007	.008	.004	.009	.003	
Fe ²⁺	.101	.046	.098	.058	.089	.073	.093	.071	.095	.098	.079	.126	
Fe ³⁺	.118	.197	.090	.135	.098	.113	.092	.112	.093	.085	.109	.070	
Mn	.006	.004	.003	.003	.003	.003	.004	.005	.004	.004	.004	.005	
Mg	.932	.925	.918	.892	.905	.930	.937	.951	.931	.948	.936	.944	
Ca	.783	.836	.808	.788	.809	.812	.795	.799	.802	.804	.818	.781	
K	0	.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na	.028	.046	.022	.021	.023	.021	.020	.024	.024	.019	.023	.021	

	42/1	48/2	50/2	51/3	52/4	54/1	55/2
SiO ₂	50.77	50.69	50.68	50.23	51.08	51.40	50.50
TiO ₂	.61	.77	.69	.57	.71	.68	.70
Al ₂ O ₃	3.71	3.61	3.52	3.23	3.72	3.73	3.54
Cr ₂ O ₃	.98	.85	1.05	.91	1.06	1.06	.98
FeO*	4.69	5.04	5.16	5.34	5.28	5.14	5.11
MnO	.14	.09	.13	.26	.18	.09	.06
MgO	17.25	17.16	17.48	16.58	17.24	17.34	17.51
CaO	19.87	21.78	22.54	22.31	21.76	22.02	21.75
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.30	.27	.32	.48	.33	.29	.31
Σ	98.32	100.26	100.57	99.91	100.36	100.39	100.46

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr ^{IV}	Cr ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
Si	1.886	1.861	1.845	1.862	1.858	1.867	1.853						
Al ^{IV}	.114	.139	0	.138	.142	.133	.147						
Al ^{VI}	.048	.017	.151	.003	.017	.012	.006						
Ti	.017	.022	.019	.016	.019	.019	.019						
Cr ^{IV}	0	0	.004	0	0	0	0						
Cr ^{VI}	.029	.025	.026	.027	.031	.030	.028						
Fe ²⁺	.059	.014	.157	0	.013	.015	0						
Fe ³⁺	.087	.140	0	.169	.148	.141	.163						
Mn	.004	.003	.004	.008	.006	.003	.002						
Mg	.955	.939	.948	.915	.934	.939	.958						
Ca	.791	.857	.879	.886	.848	.857	.855						
K	0	0	0	0	0	0	0						
Na	.022	.019	.026	.034	.023	.020	.022						

Probe P2

Probe P2/3

	95/8	96/9	97/10	98/11	100/13	103/16	106/19	106/1	107/2	109/4	111/6
SiO ₂	44.60	45.32	48.25	48.66	47.55	43.14	43.00	52.55	50.99	55.29	48.37
TiO ₂	3.08	3.17	1.83	1.83	2.14	4.05	4.12	1.83	.41	1.34	2.13
Al ₂ O ₃	7.63	7.12	4.13	4.15	4.60	8.77	8.74	3.73	1.60	2.97	4.17
Cr ₂ O ₃	.03	0	0	0	0	.02	.02	0	0	0	.29
FeO*	8.31	8.46	7.94	7.92	8.16	8.90	8.75	7.84	10.75	9.19	7.65
MnO	.14	.16	.17	.13	.14	.14	.11	.16	.20	.26	.15
MgO	12.31	12.56	14.36	14.64	14.20	11.80	11.87	14.10	14.00	11.89	14.82
CaO	22.65	22.55	22.55	22.44	22.55	22.03	22.46	20.21	22.51	18.49	23.93
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.49	.47	.37	.42	.39	.49	.52	.40	.40	.31	.35
Σ	99.24	99.81	99.60	100.19	99.73	99.34	99.59	100.82	100.86	99.74	101.86

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

Si	1.698	1.715	1.817	1.819	1.793	1.647	1.639	1.920	1.913	2.028	1.788
Al ^{IV}	.302	.285	.183	.180	.204	.353	.361	.080	.071	.028	.182
Al ^{VI}	.041	.032	.001	.003	0	.041	.032	.081	0	.156	0
Ti	.089	.091	.052	.052	.061	.041	.032	.051	.012	.037	.059
Cr ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.009
Cr ^{VI}	.001	0	0	0	0	.001	.001	0	0	0	0
Fe ²⁺	0	0	.041	.040	.024	0	0	.212	.237	.282	.030
Fe ³⁺	.297	.288	.209	.208	.233	.348	.368	.028	.010	0	.207
Mn	.004	.005	.005	.004	.005	.004	.004	.001	.006	.008	.005
Mg	.699	.708	.806	.816	.798	.671	.674	.768	.783	.650	.817
Ca	.924	.914	.910	.899	.911	.901	.917	.791	.905	.727	.948
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	.036	.035	.027	.031	.028	.036	.038	.028	.029	.022	.025

Probe P2/3

	107/7	108/8	109/9	110/11	111/12	114/1	116/3	118/5	120/10
SiO ₂	48.09	46.90	49.12	48.62	47.89	49.79	49.66	50.05	49.78
TiO ₂	1.96	2.87	1.77	1.84	2.04	1.30	1.11	1.19	1.36
Al ₂ O ₃	4.09	5.25	3.55	3.90	4.19	3.67	4.02	3.81	2.63
Cr ₂ O ₃	0	.12	.28	.02	0	.68	.48	.54	0
FeO*	8.97	8.74	7.29	8.77	9.00	6.75	6.37	6.70	9.35
MnO	.12	.14	.10	.17	.15	.09	.12	.13	.17
MgO	14.40	14.28	15.48	14.78	14.34	16.11	15.74	16.01	14.54
CaO	23.14	23.03	23.92	23.33	22.86	23.29	23.72	23.05	22.98
K ₂ O	0	0	0	.06	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.43	.35	.30	.38	.46	.32	.31	.35	.34
Σ	101.20	101.68	101.81	101.87	100.93	101.82	101.53	101.83	101.15

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

Si	1.796	1.744	1.811	1.802	1.793	1.825	1.825	1.832	1.857
Al ^{IV}	0	.230	.154	.170	.185	0	0	0	.116
Al ^{VI}	0	0	0	0	.0159	.159	.174	.164	0
Ti	.056	.081	.049	.052	.058	.036	.031	.033	.039
Cr ^{IV}	.0004	.004	.008	.001	0	.016	.001	.003	0
Cr ^{VI}	0	0	0	0	0	.003	.013	.012	0
Fe ²⁺	.069	.017	.049	.074	.064	.201	.196	.205	.151
Fe ³⁺	.211	.255	.176	.198	.218	0	0	0	.140
Mn	.004	.004	.003	.005	.005	.003	.004	.004	.005
Mg	.801	.792	.851	.816	.800	.880	.862	.874	.808
Ca	.926	.918	.946	.927	.917	.915	.934	.904	.918
K	0	0	0	.003	0	0	0	0	0
Na	.031	.025	.021	.027	.033	.023	.022	.025	.025

Probe P3

Probe P4

	<u>46/1</u>	<u>48/3</u>		<u>64/1</u>	<u>66/3</u>	<u>67/4</u>	<u>73/10</u>	<u>75/12</u>	<u>77/14</u>	<u>80/17</u>
SiO ₂	49.95	49.46		51.00	51.05	50.06	51.27	51.50	51.96	50.91
TiO ₂	.86	.81		.71	.66	.86	.58	.61	.66	.80
Al ₂ O ₃	3.28	3.47		2.89	2.78	3.88	3.58	2.84	2.60	3.52
Cr ₂ O ₃	.12	.11		.59	.41	.80	.69	.42	.35	.84
FeO*	5.99	5.99		5.89	5.94	5.37	7.11	6.53	6.37	5.89
MnO	.12	.13		.12	.12	.12	.14	.18	.18	.13
MgO	15.28	15.19		16.76	16.59	16.16	15.31	16.72	16.48	15.73
CaO	24.56	23.71		23.47	23.61	23.70	22.59	23.38	23.56	23.41
K ₂ O	.01	0		0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.39	.27		.83	.26	.39	1.10	.44	.42	.32
Σ	<u>100.56</u>	<u>99.14</u>		<u>102.26</u>	<u>101.42</u>	<u>101.16</u>	<u>102.37</u>	<u>102.62</u>	<u>102.58</u>	<u>101.55</u>

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

Si	1.853	1.857		1.856	1.870	1.838	1.868	1.868	1.882	1.861
Al ^{IV}	0	.143		.020	0	.162	.133	0	0	.138
Al ^{VI}	.143	.010		.124	.120	.006	.021	.121	.111	.013
Ti	.024	.023		0	.018	.019	.016	.017	.018	.022
Cr ^{IV}	.003	0		.017	.011	0	0	.011	.007	0
Cr ^{VI}	0	.003		0	.001	.023	.020	.001	.003	.024
Fe ²⁺	.186	.035		.183	.182	0	.028	.198	.193	.031
Fe ³⁺	0	.153		0	0	.184	.189	0	0	.149
Mn	.004	.004		.004	.004	.004	.004	.005	.006	.004
Mg	.845	.849		.909	.905	.884	.831	.904	.890	.857
Ca	.976	.954		.915	.926	.932	.882	.908	.915	.917
K	.001	0		0	0	0	0	0	0	0
Na	.028	.020		.059	.019	.028	.030	.027	.024	.022

Probe P4

	<u>48/2</u>	<u>50/4</u>	<u>51/1</u>	<u>52/2</u>	<u>57/7</u>	<u>58/8</u>	<u>61/11</u>	<u>86/1</u>	<u>87/2</u>
SiO ₂	50.40	51.34	52.12	51.97	50.82	51.01	50.91	50.88	51.26
TiO ₂	.74	.72	.64	.58	.77	.78	.78	.70	.80
Al ₂ O ₃	3.05	2.65	2.36	2.31	2.82	2.59	2.95	3.25	2.85
Cr ₂ O ₃	.38	.23	.34	.29	.15	.12	.37	.62	.27
FeO*	6.52	6.48	9.36	9.55	6.80	6.75	6.71	5.83	6.73
MnO	.15	.12	.17	.19	.13	.12	.12	.12	.13
MgO	15.67	16.19	15.01	15.35	16.62	16.52	16.63	17.04	16.66
CaO	23.25	23.25	20.31	20.00	23.62	23.86	23.77	22.45	22.15
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.42	.38	.33	.31	.32	.24	.35	.31	.36
Σ	<u>100.58</u>	<u>101.36</u>	<u>100.64</u>	<u>100.55</u>	<u>102.57</u>	<u>101.99</u>	<u>102.59</u>	<u>101.20</u>	<u>101.21</u>

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

Si	1.866	1.882	1.928	1.925	1.857	1.865	1.852	1.861	1.878
Al ^{IV}	0	0	.072	.075	.122	.112	.126	.139	.122
Al ^{VI}	.133	.115	.031	.026	0	0	0	.001	.001
Ti	.021	.020	.018	.016	.021	.022	.022	.019	.022
Cr ^{IV}	0	.003	0	0	.004	.004	.011	0	0
Cr ^{VI}	.011	.003	.010	.008	0	0	0	.018	.008
Fe ²⁺	.202	.199	.225	.224	.064	.078	.053	.019	.060
Fe ³⁺	0	0	.065	.072	.144	.129	.151	.160	.146
Mn	.005	.004	.005	.006	.004	.004	.004	.003	.004
Mg	.865	.885	.827	.847	.905	.900	.901	.929	.910
Ca	.923	.913	.805	.794	.925	.935	.926	.880	.869
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	.030	.027	.024	.022	.023	.017	.025	.022	.026

Probe P5

	11/3	12/4	13/1	15/1	16/1	17/1	18/2
SiO ₂	49.73	50.38	50.91	51.43	51.86	51.34	51.85
TiO ₂	.95	.83	.51	.51	.39	.40	.46
Al ₂ O ₃	4.08	3.98	3.13	2.99	2.33	2.64	2.62
Cr ₂ O ₃	.33	.38	.59	.78	1.22	1.19	1.05
FeO*	5.50	5.31	5.11	4.55	4.48	4.37	4.42
MnO	.12	.14	.14	.08	.10	.41	.11
MgO	16.56	17.22	17.23	17.90	19.03	18.32	18.86
CaO	20.47	19.98	20.94	21.13	19.63	20.63	20.21
K ₂ O	.01	0	0	.01	0	0	0
Na ₂ O	.32	.32	.48	.31	.33	.39	.37
Σ	98.07	98.54	99.04	99.69	99.37	99.69	99.95

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr ^{IV}	Cr ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
Si	1.863	1.872	1.888	1.889	1.904	1.888	1.895						
Al ^{IV}	.137	.128	.112	.111	.096	.112	.105						
Al ^{VI}	.044	.047	.025	.019	.005	.003	.008						
Ti	.027	.023	.014	.014	.011	.011	.013						
Cr ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0						
Cr ^{VI}	.010	.011	.017	.023	.035	.035	.030						
Fe ²⁺	.056	.061	.037	.026	.023	0	.011						
Fe ³⁺	.116	.104	.122	.114	.115	.137	.124						
Mn	.004	.004	.004	.003	.003	.013	.003						
Mg	.925	.954	.952	.980	1.041	1.004	1.027						
Ca	.822	.796	.832	.832	.772	.813	.791						
K	.001	0	0	.001	0	0	0						
Na	.023	.023	.035	.022	.024	.028	.026						

Probe P6

	10/2	10/3	12/4	13/5	14/1	16/3	111/1	113/3	99/1	117/4	118/5	114/6
SiO ₂	49.88	50.45	50.71	50.59	50.24	50.67	50.97	50.59	50.25	51.19	50.00	50.34
TiO ₂	1.16	.90	.84	1.27	.63	.74	.65	.76	1.01	.51	.79	.75
Al ₂ O ₃	3.81	2.83	2.99	4.05	3.78	3.88	3.24	3.74	2.53	3.02	3.63	3.34
Cr ₂ O ₃	.20	.17	.28	.34	1.15	.89	.96	.90	.39	.89	1.03	.61
FeO*	7.26	6.89	6.43	6.85	4.96	5.11	5.34	5.95	7.05	5.21	5.41	5.30
MnO	.14	.15	.12	.18	.07	.12	.12	.10	.15	.09	.14	.18
MgO	16.62	16.82	17.10	16.74	17.49	17.45	17.61	16.64	16.67	18.23	16.47	17.06
CaO	20.23	21.83	20.57	20.18	20.35	20.20	20.85	21.02	21.87	21.57	22.10	21.84
K ₂ O	0	0	.01	.05	0	0	.01	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.31	.27	.24	.28	.27	.29	.26	.30	.24	.29	.28	.26
Σ	99.61	99.40	99.29	100.53	98.94	99.35	100.01	100.00	100.16	101.00	99.85	99.68

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr ^{IV}	Cr ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
Si	1.854			1.883	1.857	1.863	1.869	1.874	1.866	1.867	1.867	1.852	1.863
Al ^{IV}	.146			.117	.143	.137	.131	.126	.134	.111	0	.148	.137
Al ^{VI}	.021			.014	.033	.028	.037	.014	.028	0	.130	.011	.009
Ti	.033			.023	.035	.018	.021	.018	.021	.029	.014	.022	.021
Cr ^{IV}	0			0	0	0	0	0	0	.012	.004	0	0
Cr ^{VI}	.006			.008	.010	.034	.026	.028	.026	0	.022	.030	.018
Fe ²⁺	.078			.079	.080	.025	.043	.034	.056	.091	.159	.010	.018
Fe ³⁺	.148			.120	.130	.129	.115	.130	.127	.128	0	.157	.147
Mn	.004			.004	.006	.002	.004	.004	.003	.005	.003	.004	.006
Mg	.921			.946	.916	.966	.959	.965	.915	.923	.991	.909	.941
Ca	.806			.819	.794	.808	.798	.821	.831	.871	.843	.877	.866
K	0			.001	.002	0	0	.001	0	0	0	0	0
Na	.023			.017	.020	.010	.023	.010	.020	.027	.024	.023	.020

Probe G1

	34/1	38/5	42/9	15/1	16/1	19/3	21/5	24/8	Probe G2		
									21/1	23/3	18/1
SiO ₂	50.14	51.27	51.00	50.57	50.48	49.60	50.05	48.57	50.92	50.51	50.40
TiO ₂	.87	.79	.72	.78	.73	1.13	.66	1.01	.89	.73	1.05
Al ₂ O ₃	2.36	2.76	3.43	4.90	4.67	4.26	4.69	5.19	1.62	1.67	3.04
Cr ₂ O ₃	0	0	.16	.82	.84	.04	.87	0	0	0	.02
FeO*	10.11	8.16	6.34	5.48	5.65	8.05	5.66	9.92	14.06	14.16	9.22
MnO	.26	.14	.09	.08	.10	.17	.13	.30	.39	.37	.20
MgO	13.99	14.63	15.12	16.10	16.24	14.83	16.13	13.38	13.38	13.61	16.04
CaO	23.44	24.09	24.79	23.86	23.56	23.23	23.97	22.83	19.90	19.95	20.14
K ₂ O	0	0	0	0	0	.01	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.37	.34	.34	.27	.28	.41	.34	.52	.23	.25	.37
Σ	111.54	112.18	111.99	112.86	112.54	111.73	112.50	111.72	111.39	111.25	110.48

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

Si	1.871	1.881	1.864	1.823	1.826	1.828	1.817	1.807	1.914	1.914	1.904	1.872
Al ^{IV}	.104	.119	.136	.177	.174	.172	.184	.193	.072	.074	.128	
Al ^{VI}	0	.001	.012	.031	.025	.014	.017	.034	0	0	.005	
Ti	.025	.022	.020	.021	.020	.032	.018	.028	.025	.021	.030	
Cr ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Cr ^{VI}	0	0	.005	.023	.024	.001	.025	0	0	0	.001	
Fe ²⁺	.185	.108	.046	.001	.003	.061	0	.112	.353	.354	.137	
Fe ³⁺	.131	.142	.148	.164	.168	.187	.190	.197	.089	.093	.149	
Mn	.008	.004	.003	.002	.003	.005	.004	.010	.012	.012	.006	
Mg	.778	.800	.824	.865	.876	.815	.872	.742	.750	.765	.888	
Ca	.937	.947	.971	.922	.913	.917	.932	.910	.801	.806	.802	
K	0	0	0	0	0	.001	0	0	0	0	0	
Na	.027	.024	.024	.019	.020	.029	.024	.038	.017	.018	.027	

Probe G2

	18/5	18/6	18/11	18/13	21/6	21/7	21/8	21/1	21/3	21/4	21/5	21/6
SiO ₂	50.90	49.68	50.52	50.57	51.04	50.40	49.73	51.10	51.11	48.02	48.85	48.89
TiO ₂	1.04	.85	1.05	.99	.85	.82	1.26	.71	.89	.73	1.26	1.46
Al ₂ O ₃	2.91	2.51	2.98	2.94	2.54	3.09	3.14	3.26	3.24	3.48	3.57	3.95
Cr ₂ O ₃	.04	.04	.03	.06	.07	.17	.11	.44	.30	.49	.17	.24
FeO*	9.03	10.83	8.72	8.81	7.65	7.49	9.85	6.18	6.34	8.97	9.64	9.32
MnO	.18	.26	.15	.17	.17	.15	.22	.14	.15	.15	.23	.20
MgO	15.97	14.98	16.03	15.85	16.91	16.98	16.08	16.97	17.20	16.92	14.69	14.77
CaO	20.22	20.29	21.04	20.66	21.19	21.07	19.73	22.44	21.79	20.32	21.44	21.25
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.33	.34	.34	.40	.32	.33	.34	.25	.28	.25	.35	.37
Σ	110.62	99.78	110.86	110.97	110.74	110.50	110.46	111.49	111.30	99.33	110.20	110.45

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

Si	1.885	1.877	1.870	1.878	1.882	1.863	1.854	1.865	1.866	1.815	1.837	1.829
Al ^{IV}	.116	.112	0	.122	.110	0	.138	.135	.134	.155	.158	.171
Al ^{VI}	.012	0	.130	.007	0	.135	0	.005	.006	0	0	.003
Ti	.029	.024	.029	.028	.024	.023	.036	.020	.025	.021	.036	.042
Cr ^{IV}	0	.001	0	0	.002	.002	.003	0	0	.015	.005	0
Cr ^{VI}	.001	0	.001	.002	0	.003	0	.013	.009	0	0	.007
Fe ²⁺	.152	.206	.270	.129	.103	.232	.145	.041	.045	.110	.119	.097
Fe ³⁺	.128	.137	0	.144	.133	0	.163	.148	.148	.173	.184	.194
Mn	.006	.008	.005	.005	.005	.005	.007	.004	.005	.004	.007	.006
Mg	.881	.843	.884	.877	.929	.936	.894	.923	.936	.953	.823	.824
Ca	.802	.821	.834	.822	.837	.835	.788	.877	.852	.823	.864	.852
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	.024	.025	.024	.029	.023	.024	.025	.018	.020	.018	.026	.027

Probe G5

	24/2	25/3	20/3	25/8	26/9
SiO ₂	49.44	49.16	51.15	49.75	50.29
TiO ₂	1.24	1.37	.71	.76	.87
Al ₂ O ₃	4.24	4.60	3.74	4.41	4.23
Cr ₂ O ₃	.11	.16	.43	.40	.39
FeO*	8.26	8.75	6.70	6.77	6.32
MnO	.18	.15	.20	.17	.10
MgO	14.68	14.38	16.57	16.28	16.06
CaO	19.19	19.49	21.80	21.64	21.63
K ₂ O	0	.02	0	0	0
Na ₂ O	.49	.55	.41	.41	.36
Σ	97.83	98.63	101.71	100.59	100.25

Probe S2

	22/1	26/5	27/6	28/7
SiO ₂	49.99	50.11	52.05	48.46
TiO ₂	1.09	.70	.51	1.30
Al ₂ O ₃	7.75	6.64	2.96	3.85
Cr ₂ O ₃	.06	.38	.16	.02
FeO*	6.56	5.47	7.30	10.74
MnO	.07	.11	.18	.25
MgO	14.80	16.64	18.08	14.96
CaO	20.53	20.77	19.36	19.38
K ₂ O	0	0	0	0
Na ₂ O	.33	0	.10	.13
Σ	101.18	100.82	100.70	99.09

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr ^{IV}	Cr ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
1.873	1.855	1.863	1.836	1.855	1.791	1.820	1.900	1.839					
.127	.145	.137	.164	.145	.209	.180	.099	.161					
.063	.059	.024	.028	.039	.118	.104	.028	.011					
.036	.039	.020	.021	.024	.030	.020	.014	.038					
0	0	0	0	0	0	0	0	0					
.003	.005	.012	.012	.011	.002	.011	.005	.001					
.161	.150	.062	.044	.063	.083	.091	.144	.182					
.100	.126	.142	.165	.132	.114	.076	.079	.159					
.005	.005	.006	.005	.003	.002	.003	.006	.008					
.829	.809	.899	.895	.883	.790	.901	.984	.846					
.779	.788	.851	.856	.855	.805	.808	.757	.788					
0	.001	0	0	0	0	0	0	0					
.036	.040	.029	.029	.026	.023	0	.007	.010					

Probe G4

	26/1	28/3	29/4	20/5	21/6	22/7
SiO ₂	51.30	49.88	52.24	49.49	48.82	51.43
TiO ₂	.53	.94	.69	1.51	1.55	.91
Al ₂ O ₃	2.53	3.49	2.49	3.60	4.20	2.26
Cr ₂ O ₃	.12	.17	.11	0	.05	0
FeO*	7.74	8.57	6.75	9.77	9.14	8.90
MnO	.17	.10	.13	.20	.19	.15
MgO	16.73	15.56	17.23	14.45	14.74	16.04
CaO	20.32	21.63	21.72	20.56	20.95	20.85
K ₂ O	0	.01	0	0	0	0
Na ₂ O	.29	.32	.29	.41	.44	.25
Σ	99.73	100.67	101.65	99.99	100.10	100.79

Kationenanzahlen, basierend auf 6 Oxiden

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr ^{IV}	Cr ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na
1.905	1.853	1.899	1.857	1.829	1.901								
.096	.147	.101	.143	.171	.099								
.015	.006	.006	.016	.015	0								
.015	.027	.019	.043	.044	.026								
0	0	0	0	0	0								
.004	.005	.003	0	.002	0								
.139	.103	.089	.149	.098	.159								
.101	.164	.116	.158	.188	.116								
.005	.003	.004	.006	.006	.005								
.926	.862	.933	.807	.823	.884								
.808	.861	.846	.826	.842	.826								
0	.001	0	0	0	0								
.021	.023	.020	.030	.032	.018								

Tab. 14: Amphibole

Probe P1

	28/1	29/1	31/3	4/1	6/1	53/5
SiO ₂	54.12	54.92	55.11	56.04	55.39	55.31
TiO ₂	.06	.07	.05	.03	.03	.07
Al ₂ O ₃	.61	1.09	.46	.36	.43	.56
Cr ₂ O ₃	0	0	0	.04	.04	.02
FeO*	12.94	10.76	10.82	10.15	9.53	11.14
MnO	.36	.22	.24	.19	.21	.23
MgO	16.12	18.26	17.86	18.89	19.23	18.21
CaO	11.62	11.73	11.82	12.19	12.35	12.38
K ₂ O	.03	.06	.05	.04	0	.03
Na ₂ O	.53	.42	.39	.37	.20	.48
Σ	96.39	97.53	96.80	98.30	97.41	98.43

Atome pro Formeleinheit, basierend auf 23 Oxiden und Fe_{tot} = Fe²⁺

Si	7.901	7.832	7.920	9.904	7.871	7.846
Al ^{IV}	.099	.168	.081	.095	.129	.154
Al ^{VI}	.006	.015	0	0	0	0
Ti	.007	.008	.006	.003	.003	.008
Cr	0	0	0	.005	.005	.002
Fe	1.580	1.283	1.300	1.197	1.132	1.322
Mn	.045	.023	.029	.023	.025	.028
Mg	3.507	3.881	3.825	3.971	4.072	3.849
Ca	1.818	1.792	1.820	1.842	1.880	1.882
Na	.150	.116	.109	.101	.055	.132
K	.006	.011	.009	.007	0	.005

Probe P2

	64/7	60/3	69/2	71/4	73/6	77/1	88/1	90/3	118/3
SiO ₂	39.73	38.77	39.47	39.55	41.39	40.54	39.09	41.59	38.50
TiO ₂	4.75	6.00	5.03	4.98	7.88	4.91	4.49	7.91	5.60
Al ₂ O ₃	11.72	12.59	12.82	12.49	10.79	11.58	12.31	6.32	10.56
Cr ₂ O ₃	0	0	.03	0	0	0	0	0	.01
FeO*	15.76	14.28	13.84	18.06	12.46	13.52	15.48	16.00	13.46
MnO	.17	.23	.18	.20	.20	.19	.20	.25	.22
MgO	11.39	10.82	11.00	8.99	8.74	11.82	10.64	10.95	11.35
CaO	11.86	11.84	10.49	10.35	14.82	10.12	11.52	12.83	12.55
K ₂ O	1.09	1.08	.96	1.04	.44	.83	1.15	.80	.93
Na ₂ O	2.67	2.67	2.55	2.82	1.07	2.52	2.58	1.90	1.99
Σ	99.14	98.12	96.37	98.48	97.79	96.03	97.46	98.55	95.17

Atome pro Formeleinheit, basierend auf 23 Oxiden und Fe_{tot} = Fe²⁺

Si	5.946	5.829	5.983	5.988	6.156	6.138	5.942	6.278	5.962
Al ^{IV}	2.054	2.171	2.017	2.012	1.844	1.862	2.058	1.723	2.038
Al ^{VI}	.013	.060	.274	.217	.048	.204	.147	0	0
Ti	.540	.685	.579	.573	.890	.565	.519	.907	.659
Cr	0	0	.004	0	0	0	0	0	.001
Fe	1.972	1.795	1.755	2.287	1.550	1.712	1.968	2.020	1.743
Mn	.022	.029	.023	.026	.025	.024	.026	.032	.029
Mg	2.540	2.424	2.485	2.028	1.937	2.667	2.410	2.463	2.619
Ca	1.902	1.907	1.704	1.679	2.362	1.642	1.876	2.075	2.082
Na	.775	.732	.750	.828	.309	.740	.760	.556	.598
K	.202	.207	.186	.201	.084	.160	.223	.154	.184

	Probe P2/3	Probe P4				Probe P5			
	B/1	71/8	83/20	59/9	60/10	D/2	D/5	K/5	K/1
SiO ₂	53.17	54.23	55.46	51.05	48.56	53.53	53.91	53.91	54.05
TiO ₂	.06	.04	0	.61	.08	0	.03	0	0
Al ₂ O ₃	1.18	2.42	.95	2.65	2.57	.85	.70	1.05	.81
Cr ₂ O ₃	.10	0	.04	.06	0	0	0	.02	0
FeO*	15.86	12.97	13.38	14.82	15.99	11.22	10.71	11.42	10.64
MnO	.18	.22	.19	.25	.25	.21	.25	.21	.18
MgO	14.70	15.60	15.53	13.81	15.71	17.22	17.58	17.67	17.92
CaO	12.68	13.91	13.64	13.31	11.78	11.85	11.87	11.94	11.76
K ₂ O	0	0	0	.04	0	.02	0	.01	0
Na ₂ O	.14	.20	1.10	.64	.32	.31	.29	.34	.27
Σ	98.07	99.59	100.29	97.24	95.26	95.21	95.34	96.57	95.63

Atome pro Formeleinheit, basierend auf 23 Oxiden und $\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$

Si	7.756	7.691	7.834	7.533	7.362	7.852	7.874	7.804	7.861
Al ^{IV}	.244	.309	.166	.467	.638	.148	.126	.196	.139
Al ^{VI}	0	.095	0	0	0	0	0	0	0
Ti	.007	.004	0	.068	.009	0	.003	0	0
Cr	.012	0	.005	.007	0	0	0	.002	0
Fe	1.935	1.538	1.581	1.829	2.027	1.376	1.308	1.382	1.294
Mn	.022	.026	.023	.031	.032	.026	.031	.026	.022
Mg	3.195	3.297	3.269	3.037	3.549	3.764	3.827	3.812	3.884
Ca	1.982	2.114	2.064	2.104	1.914	1.862	1.858	1.852	1.833
Na	.039	.055	.301	.183	.094	.088	.082	.095	.076
K	0	0	0	.008	0	.004	0	.002	0

	Probe P6					Probe G1	Probe G4	
	B/12	B/14	B/15	K/6	K/3	25/9	B/2	B/3
SiO ₂	54.68	54.98	54.58	50.51	54.19	54.78	51.31	52.61
TiO ₂	0	0	0	.04	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	.49	.58	.90	6.75	.80	.85	3.71	2.66
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	.02	0	0
FeO*	9.74	10.21	10.73	10.69	11.04	12.58	15.59	14.98
MnO	.17	.22	.18	.17	.22	.26	.20	.22
MgO	18.89	17.85	17.88	18.20	16.81	16.60	15.44	15.15
CaO	12.85	12.89	12.85	9.99	13.14	13.11	11.30	12.76
K ₂ O	0	0	.01	0	.20	0	.04	.06
Na ₂ O	.13	.21	.23	.21	.20	.72	.20	.21
Σ	96.95	96.94	97.36	96.56	96.60	98.94	97.79	98.65

Atome pro Formeleinheit, basierend auf 23 Oxiden und $\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$

Si	7.833	7.887	7.821	7.255	7.855	7.809	7.482	7.604
Al ^{IV}	.167	.113	.179	.745	.145	.191	.518	.396
Al ^{VI}	0	0	0	.398	0	0	.120	.057
Ti	0	0	0	.004	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	.002	0	0
Fe	1.167	1.225	1.286	1.284	1.338	1.450	1.901	1.811
Mn	.021	.027	.022	.021	.027	.031	.025	.027
Mg	4.033	3.816	3.818	3.896	3.613	3.531	3.355	3.263
Ca	1.972	1.981	1.973	1.537	2.041	2.002	1.766	1.976
Na	.036	.058	.064	.059	.056	.199	.057	.059
K	0	0	.002	0	.056	0	.007	.011

Probe G5

	<u>23/1</u>	<u>26/4</u>	<u>24/7</u>	<u>27/10</u>	<u>20/13</u>
SiO ₂	54.12	52.99	53.59	54.50	53.62
TiO ₂	.05	.05	.02	.04	.01
Al ₂ O ₃	1.18	.75	.53	1.15	1.60
Cr ₂ O ₃	.03	.02	0	0	0
FeO*	12.18	11.17	10.35	12.32	10.04
MnO	.19	.19	.20	.18	.16
MgO	16.92	17.81	18.24	17.27	19.28
CaO	11.08	9.92	12.96	11.60	11.89
K ₂ O	.06	.08	.03	.03	.03
Na ₂ O	.70	.88	.56	.71	.22
Σ	<u>96.51</u>	<u>93.96</u>	<u>96.48</u>	<u>97.80</u>	<u>96.85</u>

Atome pro Formeleinheit, basierend auf 23 Oxiden und $\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$

Si	7.849	7.860	7.772	7.814	7.693
Al ^{IV}	.151	.140	.229	.186	.308
Al ^{VI}	.051	0	0	.008	0
Ti	.006	.006	.002	.004	.001
Cr	.003	.002	0	0	0
Fe	1.477	1.398	1.255	1.477	1.205
Mn	.023	.024	.025	.022	.019
Mg	3.657	3.937	3.942	3.670	4.122
Ca	1.722	1.577	2.014	1.782	1.828
Na	.197	.257	.157	.197	.061
K	.011	.015	.006	.006	.006

Tab. 15: Feldspäte

	<u>Probe P4</u>								<u>Probe P6</u>
	92/1	95/4	96/5	46/1	69/6	82/19	85/22	56/6	110/12
SiO ₂	66.97	67.41	66.33	66.44	67.40	65.81	68.01	66.46	68.63
TiO ₂	0	0	0	0	.20	0	.08	.07	.02
Al ₂ O ₃	19.93	19.24	20.03	18.82	20.32	21.08	20.47	17.16	20.46
FeO*	.04	.07	.09	1.09	.32	2.93	.23	1.07	.23
MnO	0	0	.02	0	.03	.02	.02	0	0
MgO	0	0	.02	.68	.15	.60	0	.96	0
CaO	.90	.77	.95	.21	.71	.20	2.26	1.54	.12
K ₂ O	.11	.11	.11	.10	.06	.08	.09	.06	.09
Na ₂ O	11.80	11.73	11.49	11.08	11.66	10.72	11.40	11.16	11.66
Σ	99.75	99.33	99.04	98.42	100.85	101.44	100.56	98.48	101.21

Kationenanzahlen, basierend auf 8 Oxiden

Si	2.949	2.977	2.941	2.968	2.936	2.878	2.924	2.984	2.965
Al	1.034	1.001	1.047	.991	1.043	1.087	1.037	.908	1.042
Ti	0	0	0	0	.007	0	.003	.002	.001
Fe	.002	.003	.003	.041	.012	.107	.008	.040	.008
Mn	0	0	.001	0	.001	.001	.001	0	0
Mg	0	0	.001	.045	.010	.039	0	.064	0
Ca	.043	.364	.045	.010	.033	.009	.104	.074	.006
K	.006	.006	.006	.006	.003	.005	.005	.003	.005
Na	1.007	1.004	.988	.960	.985	.909	.950	.971	.977

	<u>Probe P2</u>						<u>Probe G4</u>			
	85/9	86/10	110/3	111/4	113/1	114/1	238/1	239/1	231/1	234/1
SiO ₂	64.06	63.18	66.99	67.83	66.23	62.68	67.62	65.55	65.95	67.62
TiO ₂	.04	.04	0	.03	.06	0	0	0	0	.02
Al ₂ O ₃	18.48	18.55	20.56	20.54	19.48	18.66	19.92	19.47	21.20	19.97
FeO*	.72	.14	.05	.11	.06	.03	0	1.86	.12	.08
MnO	.02	0	0	0	0	.02	0	.03	0	0
MgO	.29	.01	0	0	0	0	0	.74	.09	0
CaO	.21	.02	.11	.20	.18	0	.42	.40	.24	.38
K ₂ O	11.25	11.84	.08	.07	.02	16.23	.09	.07	1.07	.09
Na ₂ O	.20	.23	9.31	9.94	11.56	.27	11.59	11.48	10.85	11.78
Σ	95.27	94.01	97.10	98.72	97.59	97.89	99.64	99.60	99.52	99.94

Kationenanzahlen, basierend auf 8 Oxiden

Si	3.024	3.024	2.985	2.982	2.969	2.967	2.970	2.916	2.914	2.960
Al	1.028	1.046	1.080	1.064	1.029	1.041	1.031	1.021	1.104	1.032
Ti	.001	.001	0	.001	.002	0	0	0	0	.001
Fe	.028	.006	.002	.004	.002	.001	0	.069	.004	.003
Mn	.001	0	0	0	0	.001	0	.001	0	0
Mg	.020	.001	0	0	0	0	0	.049	.006	0
Ca	.011	.001	.005	.009	.009	0	.020	.019	.011	.018
K	.677	.723	.005	.004	.001	.980	.005	.004	.060	.005
Na	.018	.021	.804	.847	1.005	.025	.987	.990	.929	1.001

Probe G1

	7/3	8/4	12/8	32/3	17/1	18/2
SiO ₂	69.52	65.77	69.16	64.24	69.05	68.82
TiO ₂	0	0	0	.05	0	0
Al ₂ O ₃	21.52	20.14	21.58	17.33	21.41	21.27
FeO*	.09	.14	.14	.14	.17	.24
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	.06	0	.03	.02	0	.07
CaO	.22	.09	.21	.14	.37	.23
K ₂ O	.09	.05	.04	.25	.06	.05
Na ₂ O	10.76	11.74	11.14	10.64	10.09	11.19
Σ	<u>112.26</u>	<u>97.93</u>	<u>112.30</u>	<u>92.82</u>	<u>111.15</u>	<u>111.87</u>

Kationenzahlen, basierend auf 8 Oxiden

Si	2.958	2.943	2.948	3.023	2.964	2.949
Al	1.079	1.062	1.084	.961	1.084	1.074
Ti	0	0	0	.002	0	0
Fe	.003	.005	.005	.006	.006	.009
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	.004	0	.002	.001	0	.005
Ca	.010	.004	.010	.007	.017	.011
K	.005	.003	.002	.015	.003	.003
Na	.888	1.019	.921	.971	.840	.930

Probe G2

	11/9	12/10	17/15	19/17	20/18	22/20	22/10	22/12	25/15
SiO ₂	67.59	67.26	68.66	67.02	66.69	66.00	60.19	66.82	67.66
TiO ₂	0	.02	.05	0	0	0	.04	0	0
Al ₂ O ₃	20.48	20.41	20.08	21.22	20.79	20.82	24.29	20.67	19.70
FeO*	.10	.13	.14	.20	.20	.25	1.17	.19	.15
MnO	0	.02	0	.02	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	.01	0	.04	.48	.04	0
CaO	.72	.62	.11	.76	.71	1.18	.33	.63	.63
K ₂ O	.15	.45	.09	.52	.24	.49	4.4	1.03	.10
Na ₂ O	11.05	11.14	11.74	11.01	11.26	11.46	7.27	11.10	11.56
Σ	<u>110.09</u>	<u>110.05</u>	<u>110.87</u>	<u>110.76</u>	<u>99.89</u>	<u>110.24</u>	<u>98.17</u>	<u>110.48</u>	<u>99.80</u>

Kationenzahlen, basierend auf 8 Oxiden

Si	2.954	2.948	2.976	2.920	2.920	2.904	2.747	2.929	2.970
Al	1.054	1.054	1.026	1.089	1.076	1.080	1.307	1.068	1.019
Ti	0	.001	.002	0	0	0	.001	0	0
Fe	.004	.005	.005	.007	.008	.009	.045	.007	.006
Mn	0	.001	0	.001	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	.001	0	.003	.033	.003	0
Ca	.034	.029	.005	.036	.033	.056	.016	.030	.030
K	.008	.025	.005	.029	.013	.028	.256	.058	.006
Na	.936	.947	.987	.930	.959	.978	.643	.943	.984

Tab. 16: Chlorite

	Probe P2/3					Probe P1		Probe P4
	B3/1	B5/1	B2/1	B6/7	B4/8	37/2	7/1	91/1
SiO ₂	34.63	26.87	31.82	26.76	26.49	30.29	28.19	30.83
TiO ₂	.18	0	0	.05	0	.03	0	.38
Al ₂ O ₃	9.81	18.03	15.67	17.03	17.71	15.53	17.10	16.24
Cr ₂ O ₃	0	.22	.62	.71	.80	.02	.05	.16
FeO*	15.47	21.29	18.81	20.93	21.16	17.30	18.99	20.22
MnO	.16	.24	.29	.27	.27	.24	.27	.37
MgO	21.70	18.59	19.13	18.94	18.89	22.80	21.95	16.68
CaO	1.15	.14	1.30	.08	.11	.24	.19	2.18
K ₂ O	.02	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	.04	0	.04	.02	0	.02	0	.55
Σ	83.16	85.38	87.68	84.79	85.43	86.47	86.74	87.61

Kationenanzahlen, basierend auf 28 Oxiden

Si	7.259	5.711	6.457	5.737	5.643	6.189	5.817	6.343
Al ^{IV}	.712	2.289	1.544	2.255	2.357	1.806	2.183	1.597
Al ^{VI}	1.712	2.228	2.204	2.048	2.091	1.934	1.976	2.341
Ti	.0287	0	0	.008	0	.005	0	.594
Cr	0	.037	.099	.121	.135	.003	.008	.026
Fe	2.712	3.784	3.192	3.752	3.770	2.956	3.277	3.479
Mn	.028	.043	.050	.049	.049	.042	.047	.065
Mg	6.779	5.888	5.785	6.051	5.997	6.943	6.750	5.114
Ca	.258	.032	.283	.018	.025	.053	.042	.481
K	.005	0	0	0	0	0	0	0
Na	.016	0	.016	.008	0	.008	0	.219

Probe P5

	B5/7	B6/8	B7/9	B4/1
SiO ₂	27.15	26.98	30.36	26.85
TiO ₂	0	.04	.02	0
Al ₂ O ₃	18.71	18.36	22.79	18.56
Cr ₂ O ₃	.38	0	0	.79
FeO*	19.17	19.47	17.87	19.37
MnO	.32	.25	.07	.28
MgO	20.25	20.78	16.41	20.27
CaO	.20	.16	.10	.15
K ₂ O	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	1.29	.02
Σ	86.18	86.04	88.91	86.29

Probe P6

B2/9	B3/10
27.09	29.65
0	0
18.51	17.19
.02	0
19.26	17.85
.25	.22
20.39	20.86
.05	1.15
0	0
.03	0
85.60	86.92

Kationenanzahlen, basierend auf 28 Oxiden

Si	5.651	5.633	5.993	5.599	5.673	6.055
Al ^{IV}	2.349	2.361	2.005	2.401	2.327	1.946
Al ^{VI}	2.241	2.157	3.297	2.161	2.241	2.192
Ti	0	.006	.003	0	0	0
Cr	.063	0	0	.130	.003	0
Fe	3.337	3.399	2.950	3.378	3.373	3.048
Mn	.056	.044	.012	.050	.044	.038
Mg	6.281	6.465	4.827	6.299	6.363	6.348
Ca	.045	.036	.021	.034	.011	.252
K	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	.494	.008	.012	0

	<u>Probe G1</u>	<u>Probe G2</u>	<u>Probe G4</u>	<u>Probe G5</u>		
	<u>33/1</u>	<u>29/9</u>	<u>25/1</u>	<u>22/5</u>	<u>23/6</u>	<u>29/12</u>
SiO ₂	26.53	37.09	26.44	31.65	30.79	39.65
TiO ₂	.02	.07	0	0	0	.04
Al ₂ O ₃	18.66	7.93	17.80	15.33	11.49	7.23
Cr ₂ O ₃	.84	.04	0	0	0	.24
FeO*	20.88	26.57	26.46	17.14	17.71	15.47
MnO	.36	.31	.33	.18	.20	.11
MgO	18.53	10.76	15.99	21.53	21.20	19.78
CaO	.12	3.55	.12	1.32	2.98	2.70
K ₂ O	0	0	0	.02	0	0
Na ₂ O	0	.09	.05	.07	.07	.25
Σ	<u>85.94</u>	<u>86.41</u>	<u>87.19</u>	<u>87.24</u>	<u>84.44</u>	<u>85.47</u>

Kationenanzahlen, basierend auf 28 Oxiden

Si	5.603	7.942	5.662	6.400	6.545	8.041
Al ^{IV}	2.394	.046	2.338	1.600	1.455	0
Al ^{VI}	2.251	1.955	2.154	2.054	1.423	1.728
Ti	.003	.011	0	0	0	.006
Cr	.140	.007	0	0	0	.038
Fe	3.688	4.758	4.738	2.899	3.148	2.624
Mn	.064	.056	.060	.031	.036	.019
Mg	5.832	3.434	5.103	6.488	6.716	5.978
Ca	.027	.815	.028	.286	.679	.587
K	0	0	0	.005	0	0
Na	0	.037	.021	.027	.027	.098

Anerkennung

Das Thema der vorliegenden Untersuchung wurde mir vom vormaligen Vorstand des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie, Herrn Prof. Dr. K. Schmidt, übertragen. Herrn Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach danke ich herzlich für die Übernahme der Betreuung und sein Interesse an den Untersuchungsergebnissen.

Herr Prof. Dr. H.G. Huckenholz, Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Instituts, ermöglichte die Benutzung der Geräte zur Mineralaufbereitung, Herr Dr. H. Köhler und Frau Dodig halfen mir bei der Mineraltrennung, wofür ich mich bedanken möchte.

Besonders möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. L. Masch für seine Hilfe bei mikroskopischen Untersuchungen sowie für kritische und wertvolle Diskussionen bedanken.

Die Mineralanalysen wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck durchgeführt. Dem Vorstand des Instituts, Herrn Prof. Dr. F. Purtscheller, danke ich für die Benutzung der Elektronenstrahlmikrosonde. Herr Dr. R. Tessadri und seine Kollegen gaben mir wertvolle Hinweise. Durch ihre stete Hilfsbereitschaft ermöglichten sie erst die Durchführung der vorliegenden Untersuchungen.

Herrn Dr. R. Snethlage vom Landesamt für Denkmalpflege danke ich für die Benutzung des Röntgendiffraktometers.

Meiner Studienkollegin und Freundin P. Schlaegel danke ich für die Diskussionen und ihre Unterstützung.

Dem Deutschen Akademischen Austauschdienst danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Lebenslauf

Name : Gerda Renate Schröcker
geb. Kalenda

Geboren am : 2.7.1956
in : Marl, Nordrhein-Westfalen

Eltern : Dr. Helmut Kalenda, Dipl.-Chem.
Margarete Kalenda, geb. Michl

Staatsangehörigkeit : Deutsch

Familienstand : Verheiratet seit 22.12.1980
zwei Kinder

Schulbildung : 1963 - 1967 Volksschule in Marl
1967 - 1975 Mathematisch-Naturwissenschaftliches
Gymnasium in Marl
Juni 1975 Abitur

Berufsausbildung : WS 1975/76 bis SS 1981 Geologiestudium an der
Ludwig-Maximilians-Universität München
Juli 1977 Diplomgeologen-Vorprüfung
Juni 1980 Diplomgeologen-Hauptprüfung

seit Dezember 1982 Promotion

